

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY

This material contains information affecting the National Defense of the United States within the meaning of the Espionage Laws, Title 18, U.S.C. Secs. 793 and 794, the transmission or revelation of which in any manner to an unauthorized person is prohibited by law.

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

COUNTRY	USSR	REPORT	
SUBJECT	Soviet Scientific Publications	DATE DISTR.	2 September 1960
		NO. PAGES	2
		REFERENCES	RD
DATE OF INFO.			25X1
PLACE & DATE ACQ.		FIELD REPORT NO.	

THIS IS UNEVALUATED INFORMATION. SOURCE GRADINGS ARE DEFINITIVE. APPRAISAL OF CONTENT IS TENTATIVE.

Russian-language publications

25X1

a. Trudy (Transactions)

- (1) Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologorazvedochnogo Instituta (VNIGRI) (-of the All-Union Petroleum Scientific-Research Institute for Geological Prospecting), published by GOSTOPTekhIZDAT, Leningrad:
 - (a) No. 144 (1959): Opyt Metodicheskikh Issledovaniy Treshchinnykh Kollektorov Nefti i Gaza i Pyti ikh Prakticheskogo Primeneniya (Experiment with Methodical Studies of Creviced Receptacles of Petroleum and Gas, and Methods for Their Practical Application), by Ye. M. Smekhov, I.I. Goryunov, and Ye. S. Romm.
 - (b) No. 147 (1960): Gidrogeologicheskiye Kriterii Neftenosnosti (Hydrogeological Criteria for Petroleum Prospecting), by V.A. Krotova.
 - (c) No. 153 (1960): Mikrofauna SSSR (Microfauna of the USSR), Sbornik XI, edited by N.N. Subbotinoy.
 - (d) No. 154 (1960): Paleontologicheskiy Sbornik 2 (Paleontological Collection No. 2).
- (2) Geologicheskogo Instituta (-of the Geological Institute), Academy of Sciences, USSR, published in Moscow:
 - (a) No. 11 (1959): Drevnyaya Kora Vyvetrivaniya Zapadnoy Chasti Kazakhskogo Nagorya (Early Crust of Erosion of Western Sections of the Kazakh Uplands), by N. A. Lisitsyna, published by GOSGORTEKhIZDAT.

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

STATE	X	ARMY	X	NAVY	X	AIR	X	NSA	X	OCR	X	NIC	X		
(Note: Washington distribution indicated by "X"; Field distribution by "#")															

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

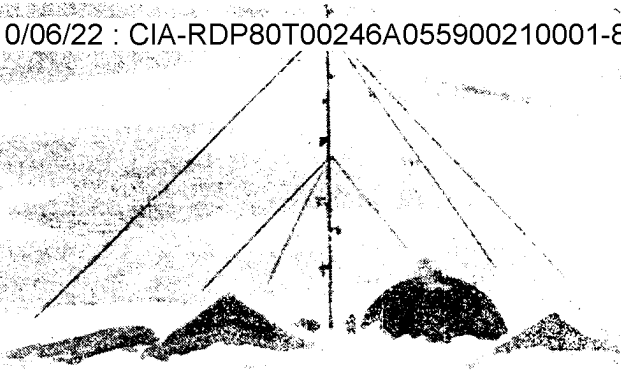
-2-

25X1

- (b) No. 21 (1960): Elfididy Miotsenovykh Otlozheniy Podoliy (Elfidium of the Miocene Deposits of the Podoliya), by V.A. Krashennnikov, published by the Academy of Sciences, USSR.
- (c) No. 26 (1960): Stratigrafiya Chetvertichnykh (Antropogenovykh) Otlozheniy Aziatskoy Chasti SSSR i ikh Sopostavleniye s Yevropeyskimi (Stratigraphy of Quarternary (Anthropogenic) Deposits of Asiatic Sections of the USSR and Their Comparison with the European), edited by V.I. Gromov, published by the Academy of Sciences, USSR.
- (d) No. 30 (1960): Stratigrafiya Chetvertichnykh Otlozheniy, Voprosy Neotektoniki i Paleogeografii Basseyna Srednego Tcheniya Yeniseya (Stratigraphy of Quarternary Deposits, Questions of Neotectonics and of the Paleogeographic Basin of the Central Stream of the Yenisey), by S.A. Arkhipov, published by the Academy of Sciences, USSR.
- (e) No. 36 (1960): Tektonika Tsentralnoy Chasti Tuvinskogo Proгиба (Tectonics of the Central Section of the Tuvinsk Depression), by K. A. Klitin, published by GOSGORTekhizdat.
- (3) Mineralogicheskogo Muzeya (of the Mineralogical Museum), No. 10 (1959), edited by G.P. Barsanov, published by the Academy of Sciences, USSR.
- (4) Fizicheskogo Instituta im P.N. Lebedeva (of the Physical Institute i/n P.N. Lebedev), Vol. XII, Issledovaniya po Optike (Studies in Optics), edited by D.V. Skobeltsyn, published by the Academy of Sciences, USSR.
- b. Byulleten Vsesoyuznogo Astronomo-Geodezicheskogo Obshchestva (Bulletin of the All-Union Astro-Geodesy Society) No. 27 (34), 1960, published in Moscow by the Academy of Sciences of the USSR (two copies).
- c. Informatsionnyy Byulleten Sovetskoy Antarkticheskoy Ekspeditsii (Information Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition), published by Morskoy Transport, Leningrad
- (1) Vol. 16 (1960)
- (2) Vol. 17 (1960)
- d. Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seriya Geofizicheskaya (Report of the Academy of Sciences, USSR, Geophysical Series), No. 6, June 1960, published by the Academy of Sciences, Moscow.
- e. Problemy Arktiki i Antarktiki (Problems of the Arctic and Antarctic), No. 3 (1960), published by Morskoy Transport, Leningrad.

2. When removed from the covering report, the publications are UNCLASSIFIED.

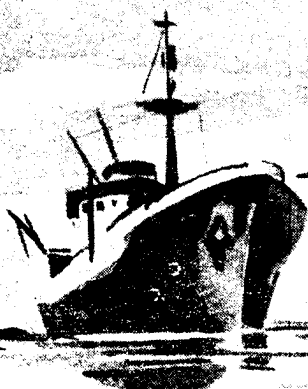
25X1



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МОРСКОЙ ТРАНСПОРТ»
ЛЕНИНГРАД 1960

STAT

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ
МИНИСТЕРСТВА МОРСКОГО ФЛОТА СССР

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 3

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МОРСКОЙ ТРАНСПОРТ»
ЛЕНИНГРАД 1960

Ответственный редактор

В. В. Фролов

Редакционная коллегия:

*Л. Л. Балакишн, А. А. Гирс, П. А. Гордиенко (зам. отв. редактора),
И. М. Долгин, Л. Г. Каплинская, А. А. Кириллов, Е. С. Короткевич,
В. В. Лавров, И. В. Максимов, А. И. Оль,
И. И. Позняк, Б. В. Фелисов*

СОДЕРЖАНИЕ

К. А. Сычев. Теплосодержание атлантических вод и расходование тепла в Арктическом бассейне	5
И. В. Максимов. Долгопериодный лунно-солнечный прилив у берегов морей окраинной Арктики	17
Л. Ю. Рыжиков. Об использовании уравнения переноса вихря в прогностических целях	21
В. И. Князева. К вопросу о вертикальной структуре арктических циклонов	25
Л. А. Гаврилова. Структура зимних высоких антициклонов в Арктике	31
Л. В. Долганов. Антарктический склон и скорость стокового ветра	41
М. И. Гольцман и В. В. Фролов. Об ошибках в измерениях температуры радиозондами	53
Г. Н. Яковлев. Снежный покров на дрейфующих льдах Центральной Арктики	65
Г. В. Молочнов, Н. В. Черепанов. Опыт применения дипольного электромагнитного метода для определения толщины морского льда	77
А. П. Никольский. О зависимости среднего уровня магнитной активности от широты и долготы	85
Г. Б. Гонин. Учет торосистости льда по статистической обработке материалов аэрофотосъемки	93
И. Л. Фрейдин. Конференция по развитию производительных сил Восточной Сибири	101

Заметки

И. П. Романов. Ледовые условия р. Хатанги и Хатангского залива весной 1958 г.	109
М. А. Кузнецов. Главная причина закономерного уменьшения альбедо тающего снежного покрова	112
В. С. Игнатов. Оценка точности определения девиации наземных радиопеленгаторов с помощью самолета	115
Я. И. Фельдштейн, Е. Н. Курдина. Магнитные вариации внутри основной зоны полярных сияний	118
Л. С. Говоруха. К микофлоре Земли Франца-Иосифа	119

CONTENTS

K. A. Sychov. Heat content and heat expense of Atlantic Water in the Arctic Basin	5
I. V. Maximov. Long-period luni-solar tide at the coasts of marginal Arctic seas	17
L. Ju. Ryzhakov. On the use of the vorticity transport equation in forecasting purposes	21
V. I. Knyazeva. On the question of vertical structure of the arctic cyclones	25
L. A. Gavrilova. Structure of the winter high anticyclones in the Arctic	31
L. V. Dolganov. Antarctic slope and the velocity of the katabatic wind	41
M. I. Golzman, V. V. Frolov. On the errors in temperature measurements by radiosondes	53
G. N. Jakovlev. Snow cover on the driftice of the Central Arctic	65
G. V. Molochnov, N. V. Cherepanov. Experiment on the use of the dipole electromagnetic method for the determination of the sea ice thickness	77
A. P. Nikolsky. About the dependence of the magnetic activity mean level on latitude and longitude	85
G. B. Gonin. Estimation of ice hummocking by statistic processing of the air photography materials	93
I. L. Freidin. Conference on the development of the productive forces of East Siberia	101

Notes

I. P. Romanov. Ice conditions of the Hatanga River and Hatanga Bay in the spring of 1958	109
M. A. Kuznetsov. Principal cause of the regular albedo decrease of melting snow cover	112
V. S. Ignatov. Accuracy estimation of the deviation determination of ground radio course-and-bearing indicators by means of aircraft	115
Ja. I. Feldstein, E. N. Kurdina. Magnetic variations within the main auroral zone	118
L. S. Govorukha. On microflora of Franz Josef Land	119

К. А. СЫЧЕВ

ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЕ АТЛАНТИЧЕСКИХ ВОД И РАСХОДОВАНИЕ ТЕПЛА В АРКТИЧЕСКОМ БАСЕЙНЕ

В настоящей статье делается попытка рассмотреть географическое распределение теплосодержания атлантических вод в Арктическом бассейне и наметить пути и районы расходования тепла этих вод в течение годового цикла.

Теплые атлантические воды, впервые открытые в Арктическом бассейне Ф. Нансеном (1893—1896 гг.), издавна привлекают внимание исследователей. Большой научный и практический интерес атлантические воды представляют потому, что они оказывают огромное влияние на климат и ледовый режим Арктики. С. О. Макаров (1897) первый высказал предположение о воздействии тепла глубинных вод атлантического происхождения на ледовый режим арктических морей. В 1930 г. Н. Н. Зубов [4] выдвинул гипотезу о переносе тепла в Северном Ледовитом океане с запада на восток атлантическими водами и влиянии этого тепла на ледовый режим окраинных морей. В 1932 г. В. В. Шулейкин [12] при первом опыте определения теплового баланса моря получил несколько преувеличенное значение тепла атлантических вод, поступающих в Карское море (38 ккал/см^2 в год).

После дрейфов станции «Северный полюс-1» и л/п «Г. Седов» в 1937—1940 гг. А. Д. Добровольским была составлена схема циркуляции атлантических вод и по картам распределения температуры на глубинах 300 и 400 м подсчитана скорость движения вод с запада на восток. А. Д. Добровольский установил, что атлантические воды, продвигаясь в Арктическом бассейне от Шпицбергена на восток, достигают Карского моря через 2 года, моря Лаптевых — через 3 года и Чукотского моря — через 5 лет.

М. М. Сомов [8], изучая влияние атлантических вод на ледовый режим Карского моря, отметил, что при относительном постоянстве солености вод, на поддержание которого требуется большой приток вод повышенной солености, ежегодно за счет приноса тепла атлантическими водами в Карское море поступает 4 ккал/см^2 на площадь $750\,000 \text{ км}^2$. Если тепло, составляющее $310\,000 \cdot 10^{12} \text{ ккал}$, отнести только к северной части моря площадью $300\,000 \text{ км}^2$, то получится, что на каждый квадратный сантиметр приходится 10 ккал/год . По нашему подсчету, выполненному в 1950 г. по данным водного баланса Карского моря, поступление тепла атлантических вод на площадь $800\,000 \text{ км}^2$ составляет 9 ккал/см^2 в год.

В. Т. Тимофеев [10, 11] на основании обширного материала, полученного в 1948—1956 гг. Высокоширотными воздушными экспедициями

и дрейфующими станциями, составил карты средней и максимальной температуры атлантического слоя, подсчитал его мощность между нулевыми изотермами и составил карты циркуляции атлантических вод в Арктическом бассейне. Скорость циркуляции вод В. Т. Тимофеевым определена из отношения теплосодержания атлантических вод, находящихся в Арктическом бассейне, к годовому приходу тепла, поступающего с водами через пролив между Шпицбергом и Гренландией. По В. Т. Тимофееву, скорость распространения атлантических вод с запада на восток вдоль материкового склона составляет $2,9 \text{ см/сек}$; по направлению от порога Нансена через Северный полюс до меридиана 240° в. д. — $1,2 \text{ см/сек}$. Исходя из этих данных, получается, что от порога Нансена до Карского моря атлантические воды проходят за 1,5 года, до моря Лаптевых — за 2,5 года, до Восточно-Сибирского — за 4 года и до Чукотского — за 5 лет. Эти цифры близки к данным А. Д. Добровольского, хотя расчет проведен различными методами.

Насколько нам известно, перечисленными работами и ограничиваются исследования теплосодержания глубинных атлантических вод в Арктическом бассейне. Ставя перед собой задачу рассмотреть в первом приближении географическое распределение теплосодержания атлантических вод и его изменение на акватории океана, мы воспользовались картами распределения средней температуры воды и толщины слоя атлантических вод, составленными В. Т. Тимофеевым, а также наблюдениями последних лет, выполненными на дрейфующих станциях «Северный полюс-4» и «Северный полюс-6». Теплосодержание атлантических вод мы рассчитали по формуле

$$Q = 0,1 H c \gamma (t_w - t_z), \quad (1)$$

где Q — теплосодержание (в ккал/см^2);

$c \gamma$ — объемная теплоемкость, равная единице;

H — толщина атлантического слоя между нулевыми изотермами (в м);

t_w — средняя температура слоя атлантических вод;

t_z — температура замерзания воды, принятая нами равной $-1,8^\circ$.

В результате расчетов по формуле (1) при достаточной густоте точек была составлена карта распределения теплосодержания атлантических вод в Арктическом бассейне (рис. 1).

Как известно, теплые атлантические воды Шпицбергенского течения как более соленые, а следовательно, и более плотные, встречаясь с поверхностными полярными водами, менее плотными, погружаются на глубину около 200 м и вначале образуют слой толщиной около 600 м. Эти воды, став глубинными, распространяются широким фронтом по всему Арктическому бассейну в направлении с запада на восток. Основная масса их проходит вдоль материкового склона Евразии, а часть заходит в желоба арктических морей.

На рис. 1 видно, что атлантические воды поступают в Арктический бассейн с теплосодержанием более 240 ккал/см^2 . По мере продвижения на восток они теряют большое количество тепла, и теплосодержание их уменьшается до 108 ккал/см^2 , т. е. потери тепла составляют 132 ккал/см^2 . Если бы атлантические воды охлаждались равномерно, то по мере продвижения их на восток в течение 6 лет, как это установлено В. Т. Тимофеевым, они ежегодно теряли бы 22 ккал/см^2 , что должно быть равно ежегодному приходу тепла. Однако потери тепла этими водами происходят как во времени, так и в пространстве крайне неравномерно. Наибольшее уменьшение теплосодержания атлантических вод происходит на акватории от порога Нансена до хребта Ломоносова, т. е. в приатлантическом секторе, и наименьшая — в притихоокеанском. В первом из них потери тепла составляют 112 ккал/см^2 , а во втором — всего

20 ккал/см². Другими словами, потери тепла атлантическими водами в приатлантическом секторе в 5,6 раза больше, чем в притихоокеанском. Эти различия в возможных потерях тепла атлантическими водами должны в какой-то мере отразиться на климатических условиях и ледовом режиме указанных секторов, что и наблюдается в действительности.

Вместе с этим на рис. 1 рельефно выделяются зоны с наибольшей густотой изолиний, свидетельствующей о том, что именно здесь происходит самое интенсивное изменение тепловой энергии атлантических вод.

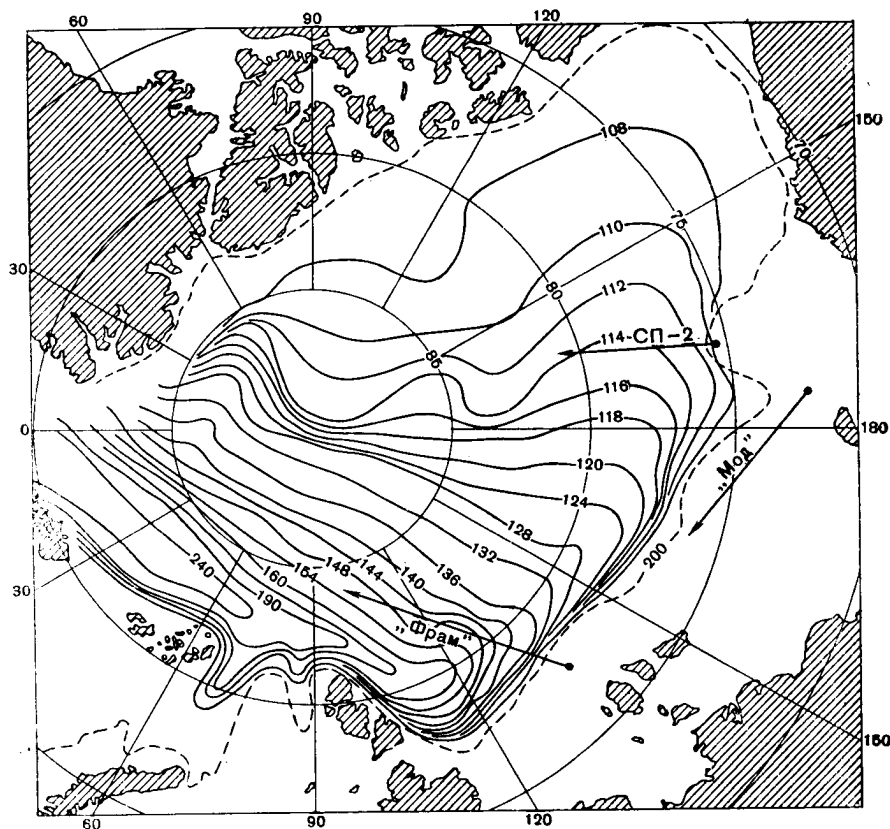


Рис. 1. Распределение теплосодержания атлантических вод в Арктическом бассейне (в ккал/см²).

К этим зонам следует, видимо, отнести материковый склон вместе с жёлобами и район хребта Ломоносова, прилегающий к Северному полюсу.

В целом же, поскольку при движении с запада на восток атлантические воды охлаждаются, значительная часть отдаваемого ими тепла попадает в атмосферу и несколько смягчает климат Арктики. С другой стороны, тепло этих вод, приходя к нижней поверхности ледяного покрова, замедляет его нарастание.

Перейдем к рассмотрению вопроса о вероятных путях расходования тепловой энергии атлантических вод в течение годового цикла. По нашему ориентировочному подсчету, это тепло должно составлять не меньше 22 ккал/см² год.

Как показывают наблюдения, глубинные воды Арктического бассейна из года в год имеют постоянную температуру. В приатлантической котловине температура воды удерживается около $-0^{\circ},8$, а в притихоокеанской около $-0^{\circ},4$. Вследствие того, что в этих глубоководных впадинах водообмен с другими океанами незначителен и, видимо, очень слаб

турбулентное перемещение вод по вертикали, теплоотдача из атлантического слоя глубинным водам настолько мала, что им вполне можно пренебречь. Следовательно, как указывалось выше, основной тепловой поток из атлантической прослойки направлен в верхние слои воды, а затем в атмосферу через разводья и ледяной покров. Механизм передачи тепла от атлантического слоя к верхним изучен очень слабо.

По Н. Н. Зубову, самая интенсивная передача тепла из глубины моря происходит при вертикальной циркуляции, обусловленной плотностной неустойчивостью слоев воды. Такие условия в верхних слоях Арктического бассейна встречаются редко [5].

Однако имеются доказательства того, что и при устойчивом распределении плотности, но при наличии всякого рода течений и повышенном турбулентном перемешивании передача тепла из глубинных слоев к поверхности вполне возможна. Кроме всего прочего, этому способствует уплотнение при смешивании воды различной температуры и солености [6]. Принято считать, что коэффициент турбулентного обмена поверхностных арктических вод равен $20 \text{ см}^2/\text{сек}$. Группой А. Г. Колесникова коэффициент перемешивания вод в океане определялся на дрейфующей станции «Северный полюс-4». Средняя величина этого коэффициента, выведенная из наблюдений за период с 4 по 18 декабря 1955 г., оказалась равной $26 \text{ см}^2/\text{сек}$, а поток тепла из воды к нижней поверхности льда составил $225 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в месяц. По наблюдениям на дрейфующей станции «Северный полюс-2» в 1950/51 г. Г. Н. Яковлев [14] при подсчете теплового баланса ледяного покрова определил, что поток тепла из воды через лед за год составил $5,5 \text{ ккал}/\text{см}^2$. Согласно подсчету Д. Л. Лайхтмана и Л. А. Ключникова [7], в ноябре 1955 г. на станции «Северный полюс-5» поток тепла из воды оказался равным $0,95 \text{ ккал}/\text{см}^2$ в месяц.

По данным о температуре льда на различных горизонтах за годовые периоды дрейфа «Фрама» в 1893—1894 гг., «Мод» в 1923—1924 гг. и станции «Северный полюс-2» в 1950/51 г. элементарным способом мы подсчитали тепловые потоки через лед по формуле

$$q = \lambda \frac{dt}{dz} \tau, \quad (2)$$

где q — тепловой поток в ледяном слое между горизонтами 20—60 см;
 λ — коэффициент теплопроводности льда;
 $\frac{dt}{dz}$ — градиент температуры в слое 20—60 см;
 τ — время.

Известную трудность при этом представляет определение коэффициента теплопроводности паковых льдов, так как последний изучен очень слабо. В 1957 г. на станции «Северный полюс-4» теплопроводность верхнего слоя пакового льда оказалась равной $0,00312 \text{ ккал}/\text{см} \cdot \text{сек}$, а средних слоев двухгодичного льда — $0,00432 \text{ ккал}/\text{см} \cdot \text{сек}$. Многие исследователи склонны считать, что коэффициент теплопроводности морского льда меняется мало и его в расчетах можно принять постоянным.

Мы сделали попытку определить коэффициент теплопроводности льда косвенным методом, который был нами применен для расчета коэффициента мерзлых грунтов и получил положительную оценку [1]. Как известно, теплопроводность льда λ с плотностью γ , теплоемкостью c и температуропроводностью a связаны формулой $\lambda = ac\gamma$. Коэффициент температуропроводности льда a рассчитывался по формуле автора [9].

$$a = \frac{H^2}{\tau_1 - \tau} \cdot \frac{t_{\tau_1} - t_{\tau}}{t_{\tau_1} + t_{\tau} - 2t_z}, \quad (3)$$

где a — коэффициент температуропроводности льда на горизонте 40 см;

H — толщина слоя льда (20 см);
 τ — время (в ч);
 $t_{\tau_1} - t_{\tau_2}$ — изменение температуры по времени;
 $t_{z_1} + t_{z_2} - 2t_z$ — изменение температуры льда по горизонтам: $z_1 = 20$ см,
 $z_2 = 60$ см и $z = 40$ см.

При расчете использовались наблюдения за температурой льда на горизонтах 20, 40 и 60 см, производившиеся на станции «Северный полюс-2» за период дрейфа [13]; принимались во внимание только те данные, которые характеризовались большими градиентами температуры, а

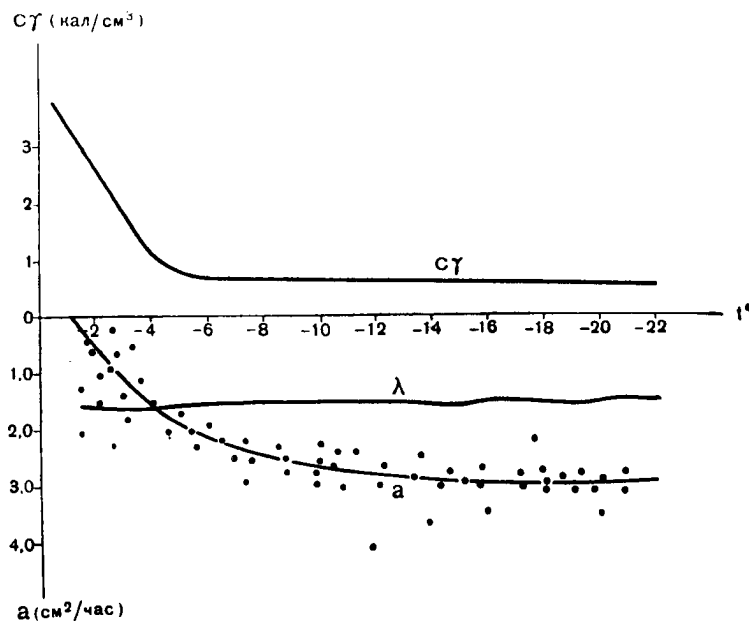


Рис. 2. Изменение объемной теплоемкости $c\gamma$ и коэффициента температуропроводности льда α в зависимости от температуры и ход коэффициента теплопроводности λ .

изменение этих градиентов по времени и горизонтам было близко к стационарному тепловому режиму, или, по Кондратьеву, — к регулярному режиму.

При солёности пакового льда в слое 20—60 см, равной 2,50‰, и плотности 0,9 г/см³ по таблице Н. Н. Зубова [5, стр. 117] была подсчитана объемная теплоемкость льда $c\gamma$ соответствующая среднемесячной температуре указанного слоя (табл. 1). На рис. 2 изображен ход вычисленных элементов в зависимости от температуры льда. Из рисунка видно, что коэффициент температуропроводности α до некоторой степени повторяет ход объемной теплоемкости $c\gamma$. При низких температурах (от -10° и ниже) объемная теплоемкость и температуропроводность меняются мало. При более высоких температурах объемная теплоемкость, а вслед за ней и коэффициент температуропроводности изменяется в очень больших пределах. Это обусловлено тем, что при замерзании рассола во льду выделяется добавочное количество тепла, что ведет к увеличению объемной теплоемкости и уменьшению коэффициента температуропроводности. Путем умножения $c\gamma$ на α мы получаем коэффициент теплопроводности λ . Из табл. 1 и рис. 2 видно, что он действительно очень мало меняется в зависимости от температуры и при расчетах его можно считать постоянным.

Итак, для расчета тепловых потоков через ледяной покров мы приняли во всех случаях коэффициент теплопроводности, равный

10

Таблица 1

Среднемесячные данные подсчетов объемной теплоемкости c_v ,
коэффициентов температуропроводности a и коэффициентов теплопроводности λ

	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
c_v (кал)	0,57	2,57	3,10	3,10	1,00	0,62	0,58	0,57	0,52	0,52	0,52	0,52
Число определений	12	8	4	6	15	10	5	10	12	18	10	7
a (см ² /ч)	26,8	6,0	5,0	5,1	16,1	25,3	26,0	28,0	30,1	29,8	30,5	29,8
λ (кал/см. ч)	15,3	15,4	15,5	15,6	16,1	15,7	15,1	15,9	15,7	15,5	15,6	15,5

Таблица 2

Величины тепловых потоков в Арктическом бассейне
(в ккал/см²)

	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
«Фрам»	0,11	—0,06	—0,06	+0,11	+0,45	+0,79	+1,08	+1,26	+1,28	+1,00	+0,76	+0,29	+7,13 —0,12
«Мод»	—0,14	—0,21	—0,20	—0,16	+0,08	+0,87	+1,16	+1,36	+1,06	+0,82	+0,78	+0,55	+6,68 —0,71
«Северный полюс-2»	—0,13	—0,20	—0,03	—0,06	+0,34	+0,61	+0,88	+1,08	+1,14	+0,69	+0,32	+0,20	+5,32 —0,26
Средняя	—0,02	—0,18	—0,10	0	+0,29	+0,76	+1,04	+1,23	+1,16	+0,84	+0,62	+0,35	+6,29 —0,30

Примечание. В таблице плюс (+) означает, что поток тепла направлен вверх, а минус (—), что поток тепла направлен вниз.

15,5 ккал/см·час. В случае пресного льда этот коэффициент равен 18 ккал/см·час; к стати говоря, он незаконно часто используется в расчетах применительно к морскому льду.

Данные подсчета тепловых потоков через ледяной покров в различных районах дрейфа представлены в табл. 2 и на рис. 3а. Из таблицы и рисунка видно, что наибольшее количество тепла проходит через лед с октября по февраль при максимуме в декабре—январе. В летний период

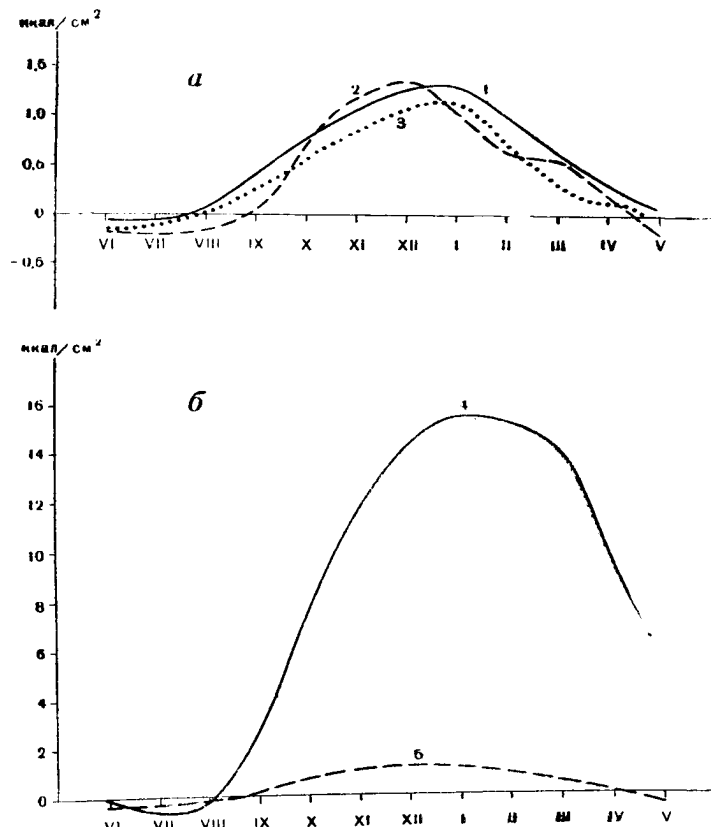


Рис. 3. Теплоотдача через ледяной покров и полыньи в Арктическом бассейне.

а — в различных районах Северного Ледовитого океана;
б — через лед и полыньи.

1 — по наблюдениям на «Фраме»; 2 — по наблюдениям на «Мод»;
3 — по наблюдениям на дрейфующей станции «Северный полюс-2»;
4 — теплоотдача через полыньи; 5 — теплоотдача через лед.

тепловые потоки направлены от поверхности вниз, что отражает воздействие тепла солнечной радиации. При этом происходит перераспределение тепла атлантической воды внутри водных масс.

Судя по толщине стаявания полярных льдов за летний период и по нарастанию льда за зимний при условии сохранения предельной толщины 2,5—3,5 м вполне допустимо считать, что теплота ледообразования в среднем для паковых льдов в Арктическом бассейне составляет 3 ккал/см²·год. На станции «Северный полюс-2», по Г. Н. Яковлеву, эта теплота за зимний период оказалась равной 2,9 ккал/см². Таким образом, теплота, полученная от охлаждения атлантических вод, составит:

для района дрейфа «Фрама»	4,13	ккал/см²·год
«Мод»	3,68	« « «
станции «Северный полюс-2»	2,32	« « «
средняя для Арктического бассейна	3,38	« « «

Полученные расчетные количества тепла в некоторой степени соответствуют карте распределения теплосодержания. Вместе с тем уместно напомнить, что хотя тепловые потоки подсчитаны элементарным способом, количество тепла для ноября очень близко к значению, полученному по расчету Д. Л. Лайхтманом ($1,08$ и $0,95$ ккал/см²). По Г. Н. Яковлеву, эта величина в 2 раза больше, чем полученная нами ($5,5$ и $2,32$ ккал/см²). Что касается расчетов группы А. Г. Колесникова, произведенных по коэффициенту турбулентности для декабря, то полученный ими поток тепла из воды ($0,225$ ккал/см²) явно занижен. Итак, в среднем для Арктического бассейна поток тепла атлантических вод через ледяной покров, равный $3,38$ ккал/см² · год, недостаточен для того, чтобы уравновесить ежегодный приход тепла, составляющий не меньше 22 ккал/см² · год.

Если предположить, что весь Арктический бассейн сплошь покрыт льдами, то воды океана постепенно нагревались бы от поступления атлантических вод. Однако этого не случается потому, что через разводья и полыньи происходят большие потери тепла водами океана.

По нашему приближенному подсчету получается, что расход тепла из расходных статей теплового баланса через ледяной покров составляет примерно 20%. Следовательно, через полыньи, разводья и тонкие льды расход тепла должен составлять около 80%. По Д. Л. Лайхтману и Л. А. Ключникову [7], теплоотдача через полыньи в ноябре составляет 50% всей теплоотдачи через ледяной покров при соотношении площадей воды и льда 5:95%. Воспользовавшись исследованиями указанных авторов, мы определили коэффициент теплоотдачи, который оказался равным $0,011$ ккал/см² · мин. Соответственно формула теплообмена получает следующий вид:

$$q_{т.о} = 0,011 (t_a - t_3), \quad (4)$$

где $q_{т.о}$ — теплоотдача воды;

t_a — температура воздуха;

t_3 — температура замерзания воды.

Следует заметить, что коэффициент теплообмена, выведенный по данным Д. Л. Лайхтмана, в 2 раза меньше, чем определяемый по формуле В. В. Шулейкина ($0,021$). По формуле (4) нами проведен расчет теплоотдачи через участки открытой воды в течение всего года в приатлантическом (А) и притихоокеанском (Т) секторах (табл. 3). Средняя температура воздуха t_a для сектора А подсчитана по наблюдениям станций «Северный полюс-3, 4, 5» и экспедиции на л/п «Г. Седова», а для сектора Т — по станциям «Северный полюс-2, 4 и 6» (первый год дрейфа). Температура замерзания t_3 принята постоянной и равна $-1^{\circ}8$.

Как показывает таблица, годовая сумма теплоотдачи с участков чистой воды в приатлантическом секторе составляет 93 ккал/см², в притихоокеанском 97 ккал/см², средняя для бассейна 95 ккал/см².

На рис. 36 представлен средний ход тепловых потоков через ледяной покров (по данным табл. 2) и через разводья и полыньи. Как видно из рисунка, разница в тепловых потоках очень велика и годовая сумма теплоотдачи через полыньи в 15 раз больше, чем через лед. По Д. Л. Лайхтману, эта разница для ноября получилась в 17 раз больше.

Возникает вопрос, где же больше всего образуется разводий и полыней в Арктическом бассейне? Уже обращалось внимание на то, что наибольшее сгущение изолиний теплосодержания приходится на район материкового склона и хребта Ломоносова (рис. 1). Именно в этих районах океана чаще всего образуются участки чистой воды, где происхо-

Таблица 3

Осредненные температуры по секторам и вычисленные количества теплоотдачи через участки открытой воды

	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	Год
Средняя температура воздуха													
Сектор А	-12°,0	-2°,0	-0°,3	-1°,2	-8°,4	-15°,8	-27°,0	-29°,0	-30°,2	-30°,4	-30°,4	-93°,0	—
„ Т	-9,6	-1,9	-0,5	-1,6	-6,6	-15,1	-25,3	-31,2	-33,0	-34,7	-30,5	-22,1	—
Количество теплоотдачи (ккал/см²)													
Сектор А	+5°,16	+0°,10	+0°,72	-0°,29	-3°,18	+7°,74	+11°,10	+13°,50	+13°,70	+14°,00	+14°,10	+10°,40	+92,98
„ Т	+7,54	-0,05	-0,15	-0,10	+2,28	+6,50	+11,60	+14,50	+15,40	+15,20	+14,20	+10,0	+97,22
Среднее	+6,35	-0,02	-0,44	-0,20	+2,73	+7,12	+11,35	+14,00	+14,55	+14,60	+14,15	+10,20	+95,20
													-0,64

дит интенсивная теплоотдача в атмосферу и тем самым большое изменение теплосодержания атлантической воды.

Я. Я. Гаккель [2] справедливо выделяет материковый склон Северного Ледовитого океана в своеобразную географическую зону. Понятно, что при накате приливо-отливных волн на материковый склон последний служит препятствием, где усиливаются течения; воды в этой зоне сильнейшим образом перемешиваются, вовлекая в этот процесс и глубинные теплые воды. При периодических разрежениях льда на материковом склоне и при интенсивном турбулентном движении вод создаются весьма благоприятные условия для теплоотдачи в атмосферу. Вот почему климатические условия зоны материкового склона отличаются большей океаничностью, как это подметил В. Г. Назаров.

В холодное время года изотермы над материковым склоном имеют на карте заметную выпуклость по линии склона в восточном направлении. Температура воздуха к северу и югу от зоны склона обычно несколько ниже, чем на самом склоне. Поэтому в зимнее время, когда происходит наибольшая теплоотдача в атмосферу, над материковым склоном формируется область пониженного давления.

Постоянное разрежение льдов на материковом склоне наблюдалось многими исследователями. Ранее было высказано мнение о существовании Великой Сибирской полыньи, которую впервые в 1840 г. наблюдал Геденштром. Впоследствии большие участки открытой воды на материковом склоне наблюдали Ф. Нансен, Р. Пири, Каньи, Врангель и др.

Многие летчики, пролетая на высоте 200—300 м над материковым склоном, постоянно наблюдают здесь большие разрежения льда и отмечают болтанку самолета, вызванную сильными восходящими потоками.

Пролетая 5 апреля 1956 г. от Новосибирских островов к северу, мы видели в районе материкового склона разреженный до 5—7 баллов лед и много широких разводий в полосе шириной до 50 км. Во время дрейфа станции «Северный полюс-6» вдоль материкового склона в 1956—1958 гг. постоянно наблюдались большие разрежения льдов; ледяной остров, на котором располагалась станция, часто окутывало туманом за счет испарений с открытых участков воды.

Как показали исследования П. А. Гордиенко и Д. Б. Карелина [3], ледяной покров в Арктическом бассейне не является сплошным; в нем перемежаются большие пятна паковых и молодых льдов, а также пространства чистой воды. Расположение этих пятен вызывается неравномерностью дрейфа льдов, которое обусловлено изменением барического рельефа. Этими исследователями подмечено, что сдвиг паковых льдов на юг означает наличие больших разрежений в более высоких широтах. Это подтверждается следующим фактом. В апреле 1956 г. при поисках льдины для организации дрейфующей станции «Северный полюс-6» в течение 5 дней полетов в районе 79—82° с. ш. и 170—190° в. д. мы не обнаружили ни одной подходящей паковой льдины. В этом обширном районе был почти всюду разреженный молодой лед и большие пространства чистой воды, окутанные туманом. Понятно, что при таком положении теплоотдача в атмосферу будет весьма интенсивной не только над материковым склоном, но и над ложем океана в высоких широтах.

В заключение следует отметить, что над глубоководными районами Арктического бассейна, сплошь покрытыми паковыми льдами, потери тепла атлантическими водами через лед составляют на западе порядка 4—5 ккал/см² · год, а на востоке 2—3 ккал/см² · год. Наибольшие же потери тепла через разреженные молодые льды и участки открытой воды сейчас определить трудно.

Поступила 17/I 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бройдо А. Г. и Субочъ Н. А. Оценка погрешности элементарного способа расчета теплового баланса в грунте. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 69, 1957.
 2. Гаккель Я. Я. Наука и освоение Арктики. Изд-во «Морской транспорт», 1957.
 3. Гордиенко П. А., Карелин Д. Б. Проблемы перемещения и распределение льдов в Арктическом бассейне. «Проблемы Арктики», № 3, 1945.
 4. Зубов Н. Н. Вокруг Земли Франца-Иосифа. Изд. Гидрометкомитета, 1938.
 5. Зубов Н. Н. Льды Арктики. Изд-во Главсевморпути, М., 1944.
 6. Зубов Н. Н. Уплотнение при смешивании морских вод разной температуры и солености. Изд. Моск. гос. универс., 1957.
 7. Лайхтман Д. Л. и Ключников Л. А. Роль разводий в тепловом балансе Арктики. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 69, 1957.
 8. Сомов М. М. О влиянии атлантических вод на ледовый режим Карского моря. Проблемы Арктики, № 3, 1941.
 9. Сычев К. А. Элементарный способ расчета теплового баланса в грунте. Метеорол. и гидрол., № 6, 1954.
 10. Тимофеев В. Т. Атлантические воды в Арктическом бассейне. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1957.
 11. Тимофеев В. Т. Приближенное определение теплового баланса Арктического бассейна. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 4, 1958.
 12. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. Акад. наук СССР, 1953.
 13. Яковлев Г. Н. Температурный режим ледяного покрова. Материалы наблюдений научно-исследовательской дрейфующей станции 1950/51 г., т. II. Изд. Аркт. инст., 1955.
 14. Яковлев Г. Н. Турбулентный теплообмен ледяного покрова с воздухом в Центральной Арктике. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1957.
-

И. В. МАКСИМОВ

ДОЛГОПЕРИОДНЫЙ ЛУННО-СОЛНЕЧНЫЙ ПРИЛИВ У БЕРЕГОВ МОРЕЙ ОКРАИННОЙ АРКТИКИ

Долгопериодные лунно-солнечные приливы представляют собой явление по преимуществу высокоширотное. Амплитуды составляющих волн долгопериодного прилива с широтой, как известно, значительно возрастают [1]. Поэтому изучение долгопериодного прилива по данным наблюдений над колебаниями уровня моря у берегов полярных морей представляет особый интерес.

Для вычисления гармонических постоянных долгопериодных волн прилива необходимы наблюдения над колебаниями уровня моря самое малое годичной продолжительности. Кроме того, для контроля полученных результатов желательно иметь не один, а несколько годовых циклов наблюдений над колебаниями уровня моря. У берегов морей Советской Арктики систематические наблюдения над колебаниями уровня моря велись с начала 30-х годов, но, как правило, они осуществлялись неполными годовыми циклами и потому в большинстве своем не могут быть использованы в наших целях. Однако наблюдения в Амдерме, на о. Диксона и в бухте Тикси имеют значительную продолжительность и могут быть использованы для вычисления гармонических постоянных долгопериодных волн прилива.

Обработка годовых циклов наблюдений над колебаниями уровня моря осуществлялась методом Д. Дарвина. В результате анализа наблюдений вычислялись гармонические постоянные: лунной полумесячной волны M_f , лунно-солнечной полумесячной синодической волны M_{sf} , лунной месячной волны M_m и солнечной полугодовой волны S_{Sa} [2]. Гармонические постоянные солнечной годовой волны S_a не вычислялись из-за невозможности отделить ординаты этой волны от сезонных метеорологических колебаний среднего уровня моря. Полученные в результате анализа наблюдений гармонические постоянные долгопериодных волн прилива приведены в табл. 1—2.

Приведенные данные весьма показательны. Прежде всего они еще раз свидетельствуют о том, что размеры долгопериодных приливных колебаний уровня моря в морях высоких широт Земли значительно возрастают. Это относится как к волнам полумесячной и месячной периодичности, так и к полугодовой солнечной волне. Долгопериодные приливные колебания уровня здесь уже выступают в качестве весьма значительного фактора уровня режима моря. Средние размеры амплитуд полумесячных и месячных волн прилива в широтах о. Диксона и бухты Тикси составляют 40—50 мм. Средняя амплитуда полугодовой волны достигает в морях Советской Арктики 90 мм. Для характеристики долгопе-

Таблица 1

Амплитуды и углы положения долгопериодных волн прилива

Год наблюдений	M_f		M_{S_f}		M_m		M_{S_g}	
	a (мм)	K°	a (мм)	K°	a (мм)	K°	a (мм)	K°
Амдерма								
1946	20,4	96	81,3	229	21,3	227	79,4	121
1950	34,6	148	9,2	61	31,7	147	83,5	24
1951	38,1	234	33,6	304	76,3	45	88,0	110
Средние	31,0	256	41,4	198	43,1	140	83,6	85
Остров Диксона								
1937	33,4	261	36,4	188	47,3	350	98,6	122
1941	4,3	124	61,4	152	29,1	116	155,7	135
1943	17,1	131	35,7	85	39,9	142	138,3	43
1945	49,2	175	28,9	6	12,8	172	59,5	72
1947	30,0	304	51,8	101	102,9	213	7,2	223
1948	23,6	244	41,8	88	27,5	84	120,4	98
1949	27,3	245	32,7	102	51,3	277	51,8	138
Средние	26,4	212	41,2	155	44,5	193	90,2	119
Бухта Тикси								
1942	29,6	57	13,5	95	37,4	238	73,4	195
1943	31,2	263	16,7	203	29,8	114	36,2	54
1946	53,1	297	40,0	62	47,9	146	68,5	227
1949	12,9	294	11,9	22	19,4	138	119,8	230
1950	8,0	265	27,3	229	67,5	232	151,6	229
Средние	27,0	235	21,9	266	40,4	174	89,9	187

Таблица 2

Амплитуды и углы положения долгопериодных волн прилива в некоторых пунктах берегов Советской Арктики

Пункт наблюдений	Год наблюдений	M_f		M_{S_f}		M_m		M_{S_g}	
		a (мм)	K°	a (мм)	K°	a (мм)	K°	a (мм)	K°
Усть-Таймыра	1951	40,6	303	19,7	195	24,1	224	53,6	146
Остров Домашний	1950	19,8	221	26,2	93	12,1	173	158,7	181
Мыс Челюскина	1951	38,0	296	13,1	261	7,6	223	94,4	84
Остров Правды	1951	37,3	287	36,2	261	31,8	316	54,8	303
Средние	—	34,8	279	24,8	202	15,4	209	90,4	179

риодных приливных колебаний среднего уровня моря, возможных в этих широтах в дни «долгопериодной сизигии» (т. е. в дни, характеризующиеся совпадением фаз полумесячных и месячной волны долгопериодного при-

лива), приведем ниже удвоенные значения суммы амплитуд волн $M_f + M_{S_f} + M_m$ и удвоенные значения амплитуды волны S_{Sa} . Понятно, что эти суммы будут характеризовать наибольшие размеры долгопериодных изменений среднего уровня моря, возможных в этих широтах по приливным причинам. Величины удвоенных значений амплитуд этих волн оказались равными:

Амдерма	о. Диксона	бухта Тикси
$M_f + M_{S_f} + M_m . . . 231,0$	224,2	178,6 мм
$S_{Sa} . . . 167,2$	180,4	179,8 „

Отношение наблюдавшихся значений амплитуд долгопериодных волн прилива к вычисленным статическим значениям этих амплитуд составляет:

Амдерма	о. Диксона	бухта Тикси
$M_f + M_{S_f} + M_m . . . 3,20$	3,30	2,33
$S_{Sa} . . . 7,27$	7,84	7,81

Величина этих отношений показывает, что у берегов морей окраинной Арктики полумесячный и месячный долгопериодный лунный прилив в 2,94 раза, а солнечный полугодовой прилив в 7,64 раза превышает высоту, предусмотренную для этих волн статической теорией долгопериодного прилива.

Найденные из анализа наблюдений значения фазы волн долгопериодного прилива показывают, что максимальная высота уровня в долгопериодных приливных волнах, как это и следовало ожидать по данным теории, в морях Северного Ледовитого океана отмечается в дни наибольшей отрицательной аномалии возбуждающей их силы. Однако во всех случаях было замечено некоторое запаздывание волны относительно действующей силы. Запаздывание это, выраженное разностью «фаза уровня минус фаза силы», оказалось равным:

Амдерма	о. Диксона	бухта Тикси
$M_f = 2,9 \text{ дня}$	$M_f = 1,2 \text{ дня}$	$M_f = 2,2 \text{ дня}$
$M_{S_f} = 0,7 .$	$M_{S_f} = 1,0 .$	$M_{S_f} = 3,5 .$
$M_m = -3,1 .$	$M_m = 1,0 .$	$M_m = -0,1 .$
Среднее 0,2 дня	0,4 дня	1,8 дня

Превышение амплитуд долгопериодных волн прилива относительно их теоретического значения, а равно и существование сдвига фазы между возмущающей силой и созданной ею волной свидетельствует о том, что долгопериодные колебания среднего уровня не являются полностью колебаниями статическими и не могут быть вычислены по уравнениям статической теории долгопериодного прилива.

Приводя полученные по данным наблюдений в Амдерме, на о. Диксона и в бухте Тикси амплитуды прилива к широте, равной 90° , т. е. вычисляя наибольшие возможные значения амплитуды составляющих волн долгопериодного прилива, можно получить следующие уравнения долгопериодных приливных колебаний среднего уровня в приполюсной области Земли:

$$\begin{aligned}
 H_{M_f} + M_{S_f} + M_m &= 33,2 \cdot \cos(2S - 180^\circ - 21^\circ) + \\
 &+ 41,1 \cdot \cos(2S - 2h - 180^\circ - 21^\circ) + 50,4 \cdot \cos(-2 + p - 180^\circ - 10^\circ). \\
 H_{S_{Sa}} &= 1(3,7 \cdot \cos(2h - 180^\circ - 18^\circ).
 \end{aligned}$$

Здесь S — средняя долгота Луны, h — средняя долгота Солнца, p — долгота перигея орбиты Луны. Амплитуды составляющих волн долгопериодного прилива даны в миллиметрах.

Значение долгопериодного прилива для гидрологического и ледового режима Северного Ледовитого океана пока еще остается неясным. Тем не менее надо думать, что явление, способное изменять высоту среднего уровня океана на величину порядка 25 см, должно иметь некоторое влияние на циркуляцию вод и дрейф льдов как в Северном Ледовитом океане, так и, особенно, в мелководных морях окраинной Арктики. Это и заставляет считать дальнейшее изучение лунно-солнечных долгопериодных приливов в морях высоких широт Земли не только полезным, но и необходимым.

Поступила 20/III 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Максимов И. В. Долгопериодный лунно-солнечный прилив в Мировом океане. Докл. Акад. наук, т. 118, № 5, 1958.
2. Doodson A. T. Development of the Tide-Generating Potential, Proc. of the Royal Society, S. A., vol. 100, No A 1704, 1921.

Л. Ю. РЫЖАКОВ

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ УРАВНЕНИЯ ПЕРЕНОСА ВИХРЯ В ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

За последние годы в исследованиях советских и зарубежных ученых все шире предпринимаются попытки использовать уравнение Фридмана (уравнение вихря скорости) не только для построения схемы численного прогноза барического поля, но и для анализа синоптических положений (работы В. А. Бугаева, Л. Т. Матвеева, Б. Д. Успенского, Кресмана, Элиассена и др.). В результате анализа уравнения переноса вертикальной составляющей вихря скорости применительно к тропосфере и нижней стратосфере получены правила для прогноза барического поля. В настоящей работе приведены результаты расчета некоторых членов уравнения вихря при характерных синоптических процессах.

Анализ членов уравнения вихря показывает, что наиболее частой и существенной причиной вихреобразования является возникновение температурных контрастов вдоль широт. Такие контрасты в основном образуются под влиянием неравномерного нагревания и охлаждения материков и океанов. Так, зимой Евразия и Северная Америка, а также Гренландия являются очагами формирования сильно выхолаженных воздушных масс. Вынос этих холодных масс в сторону относительно теплой северо-западной части Тихого океана и в сторону Северной Атлантики создает в указанных районах два очага циклогенеза — алеутский и исландский. Наоборот, зимой при выносе теплых воздушных масс с запада на Северную Америку и Европу наблюдается повышенная повторяемость антициклонов. Перераспределение завихренности определяется главным образом горизонтальной адвекцией вихря. Заметное влияние на характер изменения завихренности оказывает величина и знак меридиональной составляющей скорости барического образования. Таким образом, на основе качественного анализа, выполненного впервые Л. Т. Матвеевым¹, для приближенных расчетов можно пользоваться уравнением переноса вихря в следующем виде:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = - \left(U \frac{\partial \Omega}{\partial x} + V \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) + \frac{1}{T} \left(U_g \frac{\partial T}{\partial x} + V_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \beta V_N, \quad (1)$$

где U, V — составляющие скорости движения по осям x, y , направленным соответственно на восток и север;

U_g, V_g — составляющие геострофического ветра;

$\Omega = \frac{dV}{dx} - \frac{dU}{dy}$ — вертикальная составляющая относительного вихря скорости;

¹ Л. Т. Матвеев. Правила качественного анализа условий вихреобразования в атмосфере и некоторые результаты проверки их. Метеорол. и гидрол., № 4, 1956.

l — параметр Кориолиса;
 $\beta = \frac{dl}{dy}$ — изменение параметра Кориолиса с широтой;
 T — температура;
 t — время;
 V_N — меридиональная составляющая скорости движения барического образования.

Из уравнения (1) видно, что изменение завихренности потоков зависит от следующих основных трех факторов: горизонтального переноса вихря, изменения силы Кориолиса при меридиональных движениях вихря (широтный эффект) и геострофической адвекции тепла или холода. Последний фактор условно назовем бароклинным.

Расчет членов уравнения (1) производился по данным, снимаемым с синоптических карт и карт барической топографии. Так как данных о фактическом ветре на картах оказалось недостаточно, то вычисление вертикальных составляющих вихря скорости производилось посредством определения лапласиана по полю приземного давления или высот абсолютной топографии изобарических поверхностей. Производные определялись по методу конечных разностей при шаге дифференцирования 400 км.

Для анализа преобразования поля вихря на значительном географическом пространстве и на различных уровнях тропосферы и нижней стратосферы были выбраны три характерных синоптических процесса над морями западного сектора Советской Арктики и прилегающими районами Северной Атлантики, Европы и Западной Сибири. Один из них связан с активным антициклогенезом и два — с быстрым и интенсивным циклогенезом. Проведенные расчеты относились к точкам, сетью покрывавшим район, находившийся под воздействием исследуемого процесса. Таким образом, преследовалась цель: кроме оценки величин различных факторов вихреобразования на разных уровнях, разработать упрощенную схему расчета будущего поля вихря.

Были построены карты распределения значений членов уравнения (1), учитывающих горизонтальную адвекцию вихря и температуры на уровне моря и на уровнях изобарических поверхностей 850, 700, 500, 300 и 200 мб. Анализ этих карт, относящихся к периоду антициклогенеза, показал, что район будущего положения максимального антициклонического вихря характеризуется адвекцией отрицательного вихря на всех высотах. Адвективные изменения температуры при этом распределяются следующим образом.

Интенсивная адвекция тепла наблюдается во всей толще тропосферы, кроме нижнего слоя (1000—850 мб), где адвекция тепла обычно ослабевает и может наблюдаться адвекция холода. На уровне 200 мб происходит адвекция холода.

При циклогенезе на всех уровнях отмечается значительная адвекция положительного вихря. Однако в отдельных случаях (главным образом в стадии зарождения нового возмущения) значение члена, учитывающего адвекцию температуры, может превосходить по величине сумму остальных двух членов уравнения (1).

Всего при исследовании синоптических процессов было на каждом из рассмотренных уровней рассчитаны члены уравнения вихря для 95 точек. В табл. 1 приводятся средние величины членов уравнения (1) на разных уровнях. Из этих данных видно, что бароклинный член уравнения переноса вихря даже по осредненным величинам составляет до 12% от члена, учитывающего адвекцию вихря; в верхней тропосфере и нижней стратосфере величины факторов вихреобразования превосходят соответствующие значения в средней и нижней тропосфере.

Таблица 1

Средние значения основных факторов вихреобразования на различных уровнях при циклонической и антициклонической перестройках барического поля

	$\frac{1}{T} \left(U_g \frac{\partial T}{\partial x} + V_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) \times 10^{-11} \text{ сек}^{-2}$				$-\left(U \frac{\partial \Omega}{\partial x} + V \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) \times 10^{-11} \text{ сек}^{-2}$				$-\beta V_N \cdot 10^{-11} \text{ сек}^{-2}$			
	850 мб	500 мб	300 мб	200 мб	850 мб	500 мб	300 мб	200 мб	850 мб	500 мб	300 мб	200 мб
При $\frac{\partial \Omega}{\partial t} < 0$	-2,3	-3,5	-9,8	4,3	-40,0	-55,0	-80,0	-78,0	0,7	-3,3	-1,3	1,1
При $\frac{\partial \Omega}{\partial t} > 0$	-0,5	4,8	8,7	-5,4	35,0	48,5	92,0	81,0	5,5	4,9	3,1	4,9

Для выяснения вопроса о целесообразности применения уравнения (1) переноса вихря с бароклинным членом были сопоставлены результаты предвычисления изменения вихря по этому уравнению и по широко известному уравнению вихря для баротропной атмосферы. Коэффициенты корреляции между левой и правой частью уравнения (1) для разных уровней на 0,04—0,06 превышают коэффициенты корреляции между левой и правой частью уравнения для баротропной атмосферы. Таким образом, использование уравнения вихря с членом, учитывающим адвекцию температуры, дает вполне ощутимый эффект по сравнению с расчетами по баротропной схеме.

Поступила 4/VIII 1959 г.

В. И. КНЯЗЕВА

К ВОПРОСУ О ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ АРКТИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

До настоящего времени в советской и зарубежной литературе имелись лишь ограниченные сведения об арктических циклонах. В опубликованных работах [2, 5, 8 и др.] главное внимание уделяется повторяемости циклонов, их траекториям, скоростям перемещения, а также характеристикам погоды. Фронтальные разделы арктических циклонов на отдельных примерах анализирует в своей работе С. С. Гайгеров [3].

За последние годы накоплен большой материал аэрологических наблюдений полярных и дрейфующих станций, что позволяет более детально изучить строение арктических циклонов. В настоящей статье представлены результаты исследования высоты и температурной контрастности циклонов западного сектора Арктики (района Баренцева и Карского морей) за период с 1951 по 1957 г. Всего за указанное время было рассмотрено 438 циклонов.

Для определения высоты циклонов производился совместный анализ приземных синоптических карт и карт барической топографии за утренний срок. Была подсчитана повторяемость, с которой циклоны в виде замкнутых изогипс достигали той или иной изобарической поверхности:

850 мб	700 мб	500 мб
и ниже	и ниже	и выше
13 %	7 %	80 %

Эти цифры, строго говоря, отражают не число отдельных циклонов определенной высоты (так как по мере развития высота их меняется), а частоту, с которой барическое образование достигало в виде замкнутого центра различных изобарических поверхностей. В 80 % случаев циклоны были выражены в виде замкнутых изогипс на AT_{500} . По существующей терминологии такие циклонические возмущения принято относить к «высоким».

Дальнейший анализ приземных и высотных синоптических карт позволяет сделать заключение, что циклоны в западном секторе Арктики, как правило, не образуются, а приходят в большинстве случаев из других районов. Если принять во внимание, что за время своего существования циклоны проходят все стадии развития, от стадии «волна» до стадии «окклюдированный циклон», то становится понятным факт существования в исследуемом районе высокой повторяемости циклонов, выраженных в виде замкнутых изогипс на AT_{500} .

Те волны, которые образуются на фронтах в рассматриваемом районе, весьма устойчивы и в самостоятельный циклон, прослеживаемый на

Таблица 1
Вероятность существования высоких циклонов
в различные сезоны в зависимости от форм
атмосферной циркуляции
(в процентах)

Сезоны	Е	С	W
Зима (I, II, III, XI, XII)	74	79	90
Весна (IV, V)	79	80	97
Лето (VI, VII, VIII)	81	94	77
Осень (IX, X)	85	76	92

высотах, не развиваются, а, вливаясь в предыдущий циклон, делают данную его стадию развития более продолжительной.

Образование высоких антициклонов в арктических широтах А. А. Гирс [4] связывает с наличием хорошо развитого меридионального переноса воздушных масс, т. е. с меридиональной формой атмосферной циркуляции (С). Рассматривая связь высоких

циклонов с формой атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму и учитывая сезоны, мы пришли к выводу, что в западном секторе Арктики

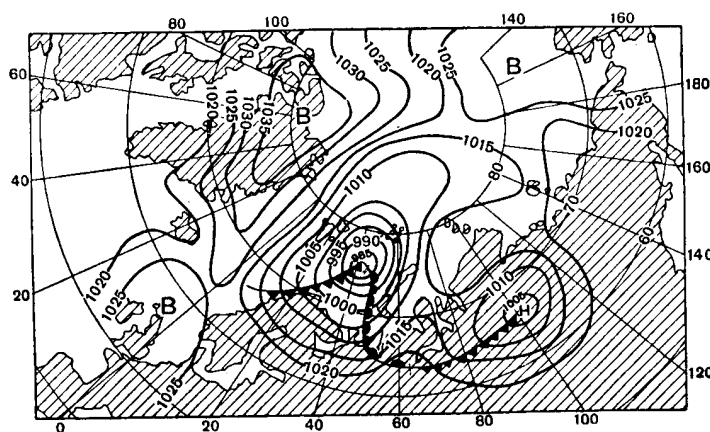


Рис. 1. Приземная синоптическая карта за 9 и 23 февраля 1956 г.

зимой, осенью и весной наиболее благоприятной для существования высоких циклонов является западная форма (W) атмосферной циркуляции (табл. 1), летом — меридиональная (С).

Известно, что благоприятными условиями для углубления циклона, а следовательно, для увеличения его высоты, является наличие слева от приземного центра (по направлению перемещения циклона) области холода и преобладание адвекции холода над адвекцией тепла в циклоне. При развитом западном переносе воздушных масс существуют такие условия, так как очаг холода формируется в полярной области [1], т. е. слева от пути перемещения циклонов, и адвекция холода преобладает над адвекцией тепла зимой, весной и осенью.

В летнее время при W форме циркуляции адвекция тепла перекрывает адвекцию холода за счет притока теплых масс воздуха с материка, что ухудшает условия циклогенеза. При С форме циркуляции летом ложбина холода, расположенная над Европейской территорией Союза, создает благоприятные условия для усиления циклогенеза.

Большая повторяемость высоких циклонов в западном секторе Арктики свидетельствует о том, что они в основной массе должны быть окклюдированными. Анализ же приземных и высотных карт, а также аэрологического материала не подтверждает этого.

Часто наблюдаются случаи, когда молодые циклоны с еще хорошо выраженным теплым сектором прослеживаются в виде замкнутого

центра на поверхности 500 мб (рис. 1, 2). Циклоны с фронтом окклюзии у земли выражены также на высоких уровнях, однако они в большинстве случаев не являются холодными и малоподвижными, а обладают асимметрией температур даже при долгом существовании окклюзии у земли.

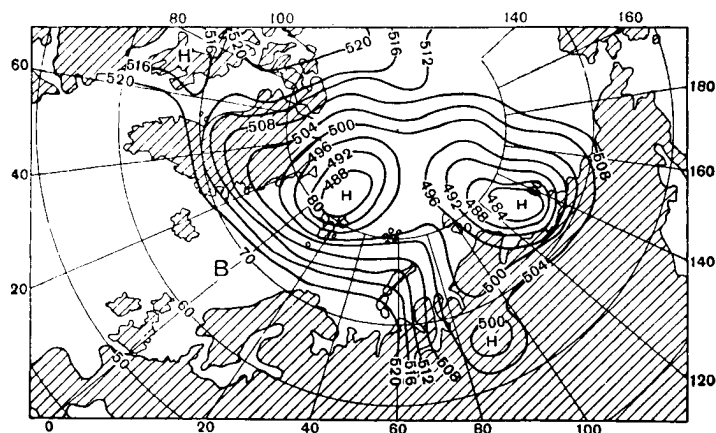


Рис. 2. Карта AT_{500} за 6 ч 23 февраля 1956 г.

Нами были рассчитаны средние месячные температуры на стандартных уровнях для четырех частей циклонов: северной, южной, восточной и западной, за период с 1951 по 1957 г. по радиозондовым данным полярных станций Баренцева и Карского морей. Полярные станции каждый раз относились к той части циклона, под влияние которой попада-

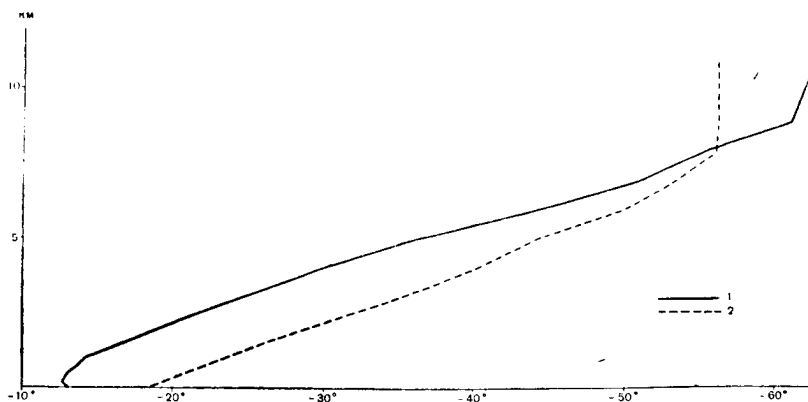


Рис. 3. Вертикальное распределение средней месячной температуры за январь 1955 г. для восточной (1) и западной (2) частей циклонов.

ли данные пункты при перемещении циклона над ними. Результаты расчетов показали наличие контрастов температур между противоположными квадрантами до высот 4—5 км во все месяцы, особенно в зимний период. Например, в январе 1955 г. из 19 циклонов 17 были высокими, причем разность температур между восточной и западной частями циклонов до высоты 6 км составляла 7—10°, и лишь на высотах 8—10 км уменьшалась до 3—2° (рис. 3).

В действительности контрасты температур между противоположными частями явно занижены, так как существующая методика не позволяет выпускать радиозонды при ветре более 15 м/сек, а такие ветры характерны для глубоких интенсивных циклонов.

Высокие циклоны западного сектора Арктики не являются окклюдируемыми еще и потому, что они имеют значительные скорости перемещения. Так, по расчетам К. И. Чуканина и А. И. Рагозина [8], средняя годовая скорость циклонов для широт севернее 70° с. ш. составляет 39 км/час . Подобные скорости перемещения характерны для циклонов в стадиях молодого и максимального развития.

Сравнивая полученные данные о высоте циклонов западного сектора Арктики с подобными данными для умеренных и более южных широт [6, 9], можно отметить закономерный рост повторяемости высоких циклонов с увеличением широты (табл. 2).

Таблица 2

Повторяемость циклонов различной высоты в зависимости от широты места

	Высота циклонов		
	до 850 мб	до 700 мб	500 мб и выше
70° с. ш.	13	7	80
Умеренные широты	50	—	12
45° с. ш.	77	15	8

Приведенные результаты хорошо согласуются с данными Джемса [10]. На основании анализа многолетнего материала он пришел к заключению, что средняя интенсивность циклонов и средняя кинетическая энергия увеличиваются с ростом широты. Это, в свою очередь, ведет к увеличению завихренности и повышению вертикальной мощности циклонов.

Увеличение повторяемости высоких циклонов в западном секторе Арктики по сравнению с умеренными и более южными широтами можно объяснить с точки зрения вихревой теории. Уравнение вихря скорости можно представить в виде

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} = -v \frac{\partial l}{\partial y} + \frac{l}{T} \left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) - (\Omega + l) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial \Omega}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \cdot \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1)$$

где u , v — составляющие ветра по осям;

Ω — вертикальная составляющая относительного вихря скорости

$$\Omega = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy};$$

u_g , v_g — составляющие геострофического ветра по осям x , y ;

l — параметр Кориолиса $l = 2\omega \sin \varphi$;

ω — угловая скорость вращения Земли;

φ — широта места.

По расчетам Л. Т. Матвеева [7], основной вклад в изменение давления в центре циклона вносит геострофическая адвекция температуры, т. е. второй член уравнения (1).

При адвекции холода в циклоне

$$\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) > 0,$$

т. е. происходит усиление циклонического вихря.

При адвекции тепла в циклоне

$$\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y} \right) < 0,$$

т. е. циклонический вихрь ослабевает.

При движении циклона с юга на север адвекция холода в западной части будет усиливаться, а адвекция тепла в восточной части — ослабевать. Таким образом, для циклона,двигающегося на север, будут создаваться благоприятные для углубления условия.

Так как в западный сектор Арктики циклоны приходят часто с меридиональной составляющей, то значительный вклад в изменение давления в центре циклона внесет и широтный член $\left(-v \frac{dl}{dy}\right)$. Анализ широтного члена $\left(-v \frac{dl}{dy}\right)$ показывает, что при движении циклона с юга на север $v > 0$ $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{ш} < 0$, т. е. циклон должен заполняться.

Нами произведена количественная оценка этих двух основных членов уравнения вихря скорости. Широтный член подсчитывался для приземного центра циклона.

Адвективный член рассчитывался для западной и восточной частей циклона по приземным картам. В каждой части выбирались пять симметрично расположенных относительно центра циклона точек, и для них вычислялось $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_a$, а затем определялось среднее для западной $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{аз}$ и восточной $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{ав}$ частей циклона.

Среднее значение адвективного члена для всего циклона $\left(\frac{dQ}{dt}\right)_{ац}$ рассчитывалось как

$$\left(\frac{\partial Q}{\partial t}\right)_{ац} = \frac{\left(\frac{\partial Q}{\partial t}\right)_{аз} + \left(\frac{\partial Q}{\partial t}\right)_{ав}}{2}. \quad (2)$$

Результаты расчетов представлены в табл. 3.

Таблица 3

Дата	Широта	Давление в центре (мб)	$\left(\frac{\partial Q}{\partial t}\right)_{аз}$ (10^{-11}сек^{-2})	$\left(\frac{\partial Q}{\partial t}\right)_{ав}$ (10^{-11}сек^{-2})	$\left(\frac{\partial Q}{\partial t}\right)_{ац}$ (10^{-11}сек^{-2})	$-v \frac{dl}{dy}$ (10^{-11}сек^{-2})
1956 г.						
26/XII	83°	995	22,2	-12,8	4,7	-3,9
27/XII	83	990	22,6	-12,0	5,3	-1,9
28/XII	87	985	35,5	-5,5	15,0	-1,0
1957 г.						
2/I	78	985	30,0	-10,0	10,0	5,2
3/I	77	975	27,6	-18,6	4,5	2,8
4/I	73	980	22,6	-30,6	-4,0	3,6
5/I	71	995	20,8	-36,0	-7,6	6,9
1957 г.						
13/VI	70	1005	30,4	-18,2	6,1	-4,8
14/VI	74	990	32,2	-15,2	8,5	-3,3
15/VI	74	985	25,1	-26,6	-0,7	0

Из рассмотренных примеров видно, что во всех случаях преобладает термический вклад. Следовательно, при движении циклонов на север

они должны углубляться, несмотря на обратное действие широтного члена уравнения вихря скорости.

Известно, что циклоны большей частью перемещаются с северной составляющей; в результате большинство из них углубляется. Следствием этого и является большая повторяемость высоких циклонов в западном секторе Арктики.

Поступила 26/1 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды Аркт. инст., т. 34, 1952.
2. Вительс Л. А. Циклоны северных морей и потепление Арктики. Метеорол. и гидрол., № 5, 1946.
3. Гайгеров С. С. К результатам аэрологических наблюдений на дрейфующей станции «Северный полюс-4» в 1955/56 г. Метеорол. и гидрол., № 10, 1957.
4. Гирс А. А. Некоторые особенности синоптических процессов в Арктике и их связь с общей циркуляцией атмосферы. Труды Главн. геофиз. observ., вып. 56, 1956.
5. Дзердзеевский Б. Л. Циркуляционные схемы в тропосфере Центральной Арктики. Изд-во Акад. наук СССР, 1945.
6. Леонов М. П. Об особенностях пространственной структуры циклонов. Труды Одесск. гидромет. инст., вып. VII, 1955.
7. Матвеев Л. Т. О качественном анализе условий вихреобразования в атмосфере. Метеорол. и гидрол., № 7, 1958.
8. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Средние траектории циклонов и антициклонов в Евразийской Арктике и Субарктике. Труды Аркт. инст., т. 217, 1958.
9. Бугаев В. А., Джорджио В. А. и др. Синоптические процессы над Средней Азией. Изд-во Акад. наук УзССР, Ташкент, 1957.
10. James R. W. The latitude dependence of intensity in cyclones and anticyclones. Journ. of Meteorology, vol. 9, No 4, august 1952.

Л. А. ГАВРИЛОВА

СТРУКТУРА ЗИМНИХ ВЫСОКИХ АНТИЦИКЛОНОВ В АРКТИКЕ

Вертикальная структура атмосферы в Арктике и ее сезонные изменения были рассмотрены А. А. Гирсом, И. Г. Гутерманом, И. М. Долгиным и др., использовавшими данные радиозондовых подъемов на полярных станциях бухты Тихой, о. Диксона. Значение этих исследований велико, поскольку в них впервые были получены аэрологические средние величины, характеризующие климат свободной атмосферы Арктики. Однако осреднение метеорологических элементов в указанных работах было произведено без учета особенностей атмосферной циркуляции. В результате полученные средние месячные данные отражали в основном лишь влияние сезонного изменения притока тепла. Поэтому полученные аэроклиматические средние можно рассматривать только как среднее поле (температуры), на которое накладываются непериодические изменения погоды, вызванные сменой барических образований.

В умеренных и высоких широтах, где циркуляция очень изменчива, аэроклиматические величины недостаточно характеризуют состояние атмосферы. Совершенно очевидно, что для этих районов целесообразно определять аэроклиматические средние по типам циркуляции.

Накопленные за последние годы на полярных и дрейфующих станциях, а также экспедицией «Летающая обсерватория», аэрологические данные позволяют перейти к исследованию барических образований в Арктике на основании использования статистического материала. В настоящей статье делается попытка показать различия в структуре малоподвижных зимних антициклонов в зависимости от условий их образования. Исходными материалами послужили наземные и высотные синоптические карты, составленные в Центральном институте прогнозов и Арктическом и антарктическом институте за 1950, 1954, 1955, 1956, 1957 гг. и данные радиозондовых подъемов на полярных и дрейфующих станциях.

По наземным синоптическим картам за 3 и 15 ч за период с 1 ноября по 30 марта были отобраны все случаи антициклонов, наблюдавшихся над Арктикой, независимо от их стадии развития, интенсивности и продолжительности существования. Из их числа была выделена группа малоподвижных антициклонов, прослеживавшихся в термобарическом поле нижней половины тропосферы в виде замкнутых изогий в течение не менее 3 дней, когда центр их располагался севернее 75° с. ш. Пример такого антициклона представлен на рис. 1, 2.

При выборе этих антициклонов мы руководствовались тем, что малоподвижные антициклоны, являясь блокирующими центрами, в течение

многих дней могут обуславливать погоду в Арктике и на континенте. Занимая обширные площади, они являются районами формирования холодных масс воздуха и существенно влияют на ледовый режим арктических морей. Поэтому исследование их представляет значительный прак-

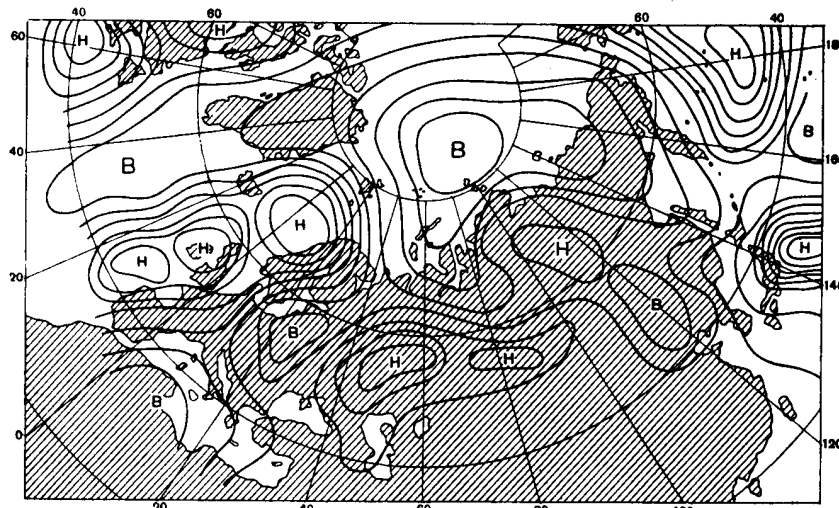


Рис. 1. Приземная карта за 9 ч 9 марта 1957 г.

тический интерес. Уже предварительный анализ отдельных случаев антициклонов (построение кривых стратификации, вертикальных временных разрезов) показывают, что по распределению температуры малоподвижные высокие антициклоны над Арктикой в зимний период подразделяются на две группы: 1) на высокие малоподвижные антициклоны с хо-

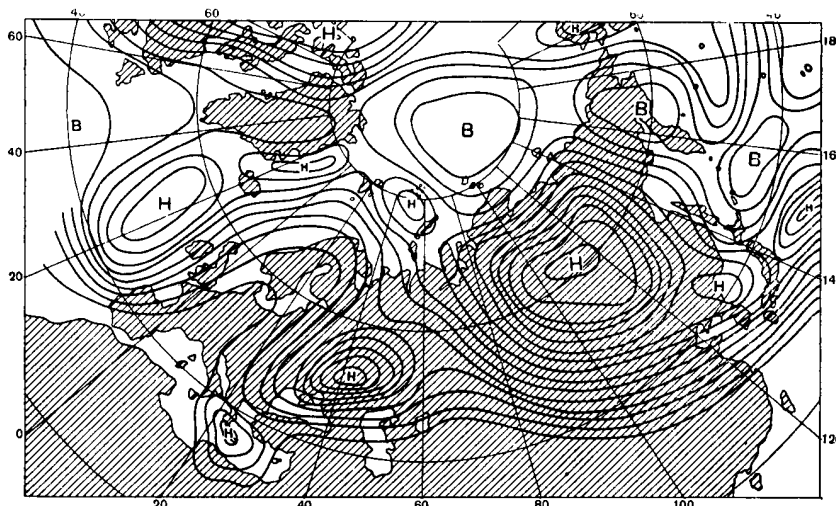


Рис. 2. Карта AT_{500} за 6 ч 9 марта 1957 г.

лодной нижней тропосферой до высоты 2—2,5 км, теплой средней и верхней тропосферой; 2) на высокие малоподвижные антициклоны с теплой тропосферой, за исключением приземного слоя. Обе группы характеризуются высокой тропопаузой. Заметные различия отмечаются в величине вертикальной мощности инверсий и в распределении основных метеорологических элементов: облачности, скорости ветра, температуры.

В зависимости от характера распределения температуры в центральных частях антициклонов они и были разделены на две группы.

В рассматриваемых группах определялись аэроклиматологические характеристики на стандартных высотах. Вычисление аэроклиматологических характеристик производилось путем простого осреднения. С этой целью для центральной части каждой группы антициклонов было отобрано по 60 радиозондовых подъемов, в основном по дрейфующим станциям, и в отдельных случаях по станциям бухта Тихая и мыс Челюскина. При этом отбирались радиозондовые подъемы, достигшие уровня тропопauses в дни с ясным состоянием неба.

Как известно, количество наблюдений, необходимое для вычисления устойчивых средних значений, определяется изменчивостью величин. Поскольку рассматриваются высокие антициклоны только над Центральной Арктикой, сформировавшиеся в однородных воздушных массах, изменчивость температуры в центральной части антициклона незначительна. Это подтверждается величинами среднеквадратических отклонений температуры в центральных частях второй группы антициклонов (табл. 1).

Таблица 1

Величины среднеквадратических отклонений температуры

Высота (км)	В центральных частях антициклонов	Для Семипалатинска, 1945—1951 гг. (по Р. Т. Орловой)	Для Уралья 1950—1953 гг.
0	3,0	8,8	6,6
2	2,4	6,5	5,5
4	3,0	6,0	5,3
6	3,0	5,5	4,6
8	2,7	4,7	4,5

Вычисление среднеквадратических отклонений производилось по приближенной формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (x_i - x_n)^2}{n - 1}}, \quad (1)$$

где $x_i - x_n$ — отклонение отдельных измерений от средней величины;
 n — число наблюдений.

Из анализа данных, представленных в табл. 1, видно, что в пределах тропосферы числовые значения среднеквадратических отклонений температуры колеблются в пределах 3° . Величина σ для центральных частей антициклонов второй группы невелика по сравнению со значениями σ , вычисленными Р. Т. Орловой [5] за холодный период (с ноября по март) для Семипалатинска и Уралья независимо от синоптического положения (табл. 1). Это указывает на устойчивость значений температуры, используемых для вычисления средних значений на стандартных высотах в антициклонах.

Точность вычисления среднего арифметического значения характеризуется его средней ошибкой m , которая вычислялась по формуле

$$m = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (2)$$

где m — средняя ошибка среднего арифметического значения;
 σ — среднее квадратическое отклонение;
 n — число наблюдений.

Вычисленные значения m представлены в табл. 2. Из анализа этих данных можно видеть, что значения m находятся в пределах точности зондирования.

Таблица 2

Средняя ошибка средней температуры на стандартных высотах
во второй группе антициклонов

Высота (км)	В центральных частях антициклонов	Для Семипалатинска (по Р. Т. Орловой)
0	0,4	0,7
2	0,3	0,6
4	0,4	0,6
6	0,4	0,5
8	0,3	0,5

Таким образом, 60 радиозондовых подъемов в центральных частях антициклонов, выбранные для 18 антициклонов за 1950—1957 гг., достаточно надежны для вычисления аэроклиматических средних.

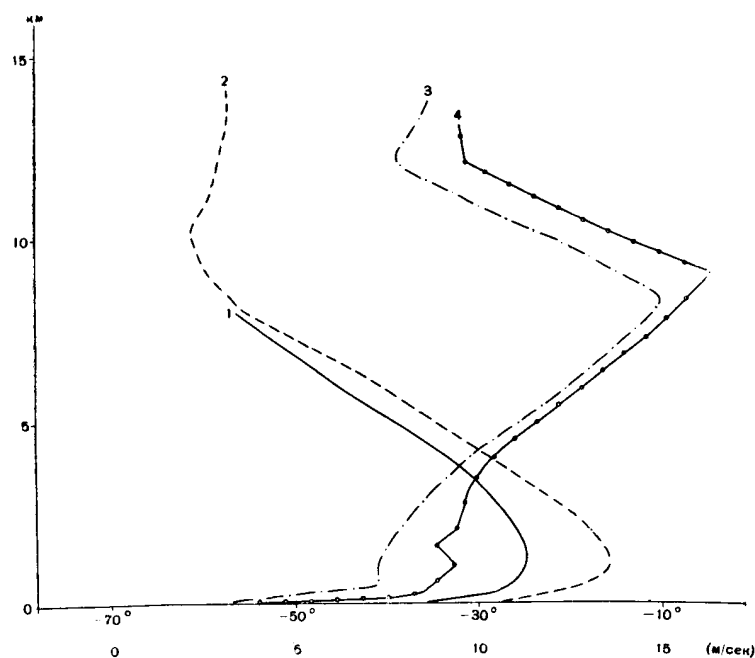


Рис. 3. Распределение средней скорости ветра и средней температуры в центральных частях антициклонов (по данным за 1950, 1954, 1955, 1956 и 1957 гг.).

1 — средняя температура в первой группе антициклонов; 2 — средняя температура во второй группе антициклонов; 3 — средняя скорость ветра в первой группе антициклонов; 4 — средняя скорость ветра во второй группе антициклонов.

Рассмотрим аэроклиматические характеристики метеорологических элементов в центральных частях выделенных групп антициклонов.

Средние значения температуры и ветра на стандартных высотах приведены в табл. 3 и на рис. 3. Из этих данных следует, что первая группа антициклонов, особенно в нижней тропосфере, имеет значительно более низкие температуры, чем вторая группа. На высоте 1—1,5 км температурный контраст между выделенными группами антициклонов является наибольшим. Даже между средними температурами он достигает 10°. В отдельных же случаях разность между значениями температуры на этих уровнях достигает 25°. С высотой разности средней температуры

Таблица 3

Распределение средней температуры и средней скорости ветра в центральных частях антициклонов первой и второй групп

Высота (км)	Первая группа		Вторая группа	
	температура	скорость ветра (м/сек)	температура	скорость ветра (м/сек)
0	-37°,1	2,2	-29°,7	3,2
0,2	-30,6	6,8	-24,3	8,5
0,5	-26,7	7,2	-18,0	8,7
1,0	-25,1	7,1	-15,8	9,4
1,5	-25,0	7,5	-16,4	8,7
2,0	-25,7	7,1	-18,1	9,4
2,5	-27,1	7,8	-20,0	9,8
3,0	-29,1	8,6	-22,9	9,7
4,0	-33,8	9,8	-28,1	10,7
5,0	-39,7	11,3	-34,5	11,1
6,0	-46,0	12,6	-40,9	12,9
7,0	-52,3	13,8	-47,7	14,4
8,0	-57,4	15,0	-54,9	15,6
9,0	—	13,7	-59,4	16,4
10,0	—	11,3	-61,3	13,8
11,0	—	—	-59,8	—
12,0	—	8,0	-58,5	9,8
13,0	—	—	-57,8	—
14,0	—	9,0	-57,8	9,6

между центральными частями обеих групп постепенно убывают, особенно в верхней тропосфере.

Нет значительного отличия и в характеристиках нижней границы тропопаузы в центральных частях антициклонов первой и второй групп:

	Первая группа	Вторая группа
Средняя высота (км)	8,76	9,35
Средняя температура	-63°	-63°

Таким образом, различия в распределении температуры в выделенных группах антициклонов отмечаются в основном в нижней тропосфере и с высотой уменьшаются.

Как известно, характерной особенностью распределения температуры в антициклонах является наличие инверсий; в зимних антициклонах — это обычно радиационные инверсии, переходящие в антициклонические инверсии в свободной атмосфере.

Рассмотрим значения средней вертикальной мощности и интенсивности инверсий в обеих группах антициклонов. За вертикальную мощность инверсии мы принимали разность высот верхнего и нижнего слоя, в котором вертикальный температурный градиент был величиной отрицательной или равен нулю. За интенсивность инверсии принималась разность температур на верхней и нижней границе инверсии. Вертикальная мощность и интенсивность инверсий определялась для каждого подъема отдельно, а затем путем простого осреднения вычислялись средние значения (табл. 4).

	Первая группа	Вторая группа
Средняя вертикальная мощность инверсий (км)	1,62	1,21
Средняя интенсивность инверсий	12°,3	12,3

Таблица 4

Повторяемость ясных и пасмурных дней и повторяемость облаков по ярусам
(в процентах)

Группа антициклонов	Повторяемость		Повторяемость облаков	
	пасмурных дней	ясных дней	нижнего и среднего яруса	верхнего яруса
Первая	23	64	24	76
Вторая	31	60	83	17

Анализ представленных данных показывает, что первая группа антициклонов, более холодных в нижней тропосфере, в среднем имеет и большую вертикальную мощность инверсий по сравнению со второй группой антициклонов, в то время как интенсивность инверсий в обеих группах одинакова.

Некоторые отличия наблюдаются в распределении облачности (табл. 4). Пасмурным считался день, когда общая облачность колебалась в пределах 8—10 баллов, ясным — день, когда общая облачность находилась в пределах 0—2 балла.

Из табл. 4 можно видеть, что повторяемость пасмурных дней для второй группы антициклонов несколько больше, чем для первой группы. Но если при второй группе антициклонов преобладают облака нижнего и среднего яруса, то при первой группе пасмурное состояние неба обусловлено преимущественно облаками верхнего яруса. Такое распределение облачности свидетельствует о меньшей влажности воздуха при первой группе антициклонов по сравнению с влажностью воздуха при второй группе.

Антициклоны второй группы являются более интенсивными, чем первой. Если в центральной части антициклонов второй группы давление в среднем равно 1039 мб, то для первой группы оно несколько меньше и равно в среднем 1034 мб. Вследствие этого наблюдаются различия и в распределении средней скорости ветра. Большие скорости ветра характерны для циклонов второй группы, причем максимальная разность в скорости ветра в нижней тропосфере (2 м/сек) наблюдается на том же уровне, где отмечается и наибольший контраст в распределении температуры.

В средней и верхней тропосфере распределение средней скорости ветра в антициклонах обеих групп выравнивается (табл. 5).

Таким образом, анализ аэроклиматических характеристик в выделенных группах антициклонов показывает, что в нижней тропосфере они действительно отличаются по распределению всех метеорологических элементов. Эти различия вызваны свойствами воздушных масс, в которых происходит формирование антициклонов. Так, образование антициклонов первой группы, характеризующихся более низкой средней температурой и влажностью в нижней тропосфере по сравнению с антициклонами второй группы, происходит в выхолаженных воздушных массах, длительное время находящихся над Арктикой или континентом. В то же время антициклоны второй группы образуются в выносах теплых и более влажных воздушных масс, не успевающих полностью трансформироваться в арктическую воздушную массу.

Таблица 5

Аэроклиматические характеристики антициклонов первой и второй групп

Группа антициклонов	Среднее давление в центральной части антициклона (мб)	Средняя температура на уровне 1 км	Средняя вертикальная мощность инверсий (км)	Повторяемость (%)			Средняя скорость ветра (м/сек)	
				пасмурных дней	облаков нижнего и среднего яруса	облаков верхнего яруса	на высоте 1 км	на высоте 9 км
Первая	1034	—25°,1	1,62	23	24	76	7,1	13,7
Вторая	1039	—15°,8	1,21	31	83	17	9,4	16,4

Как известно, синоптические процессы в Арктике связаны с процессами, происходящими в остальных частях земного шара. Поэтому правильно понять их сущность можно лишь в том случае, если процессы в Арктике будут изучаться в связи с общей циркуляцией атмосферы.

Проведенный нами анализ условий, предшествующих образованию антициклонов первой группы (по каталогу Г. Я. Вангенгейма), показал, что в 69% случаев их возникновению предшествовала западная форма циркуляции (W) атмосферы. При данной форме циркуляции, когда междоушотный обмен воздуха почти отсутствует, в Арктическом бассейне создаются наиболее благоприятные условия для относительного затихия и максимального выхолаживания нижних слоев атмосферы. В этих условиях Арктика испытывает прогрессивное охлаждение [1]. Для таких периодов характерно развитие отрицательных аномалий температуры в арктических морях, Арктический же бассейн в целом представляется в виде огромного резервуара холода. Эти условия способствуют возникновению низких термических антициклонов.

А. А. Гирс [3, 4] и С. Т. Серлапов [6] показали, что возникновение адвекции тепла на высоте, над термическим антициклоном, вызванной сменой формы атмосферной циркуляции, приводит к увеличению его вертикальной мощности.

Образование высокого антициклона происходит по следующей схеме: а) образование низкого антициклона, связанного с преобладанием W формы циркуляции; б) развитие низкого антициклона по вертикали до уровня поверхности 500 мб и образование здесь высотного гребня, связанного с переходом западной формы циркуляции в меридиональную (С) и восточную (Е); в) вынос тепла на высоте и формирование на уровнях 500 и 300 мб антициклонов с замкнутыми изогипсами (устойчивое преобладание Е и С формы циркуляции).

Исходя из структурных особенностей антициклонов и анализа условий их возникновения, можно сказать, что по этой схеме развивается 69% высоких антициклонов первой группы. Примерами таких антициклонов являются антициклоны, наблюдавшиеся 28 января — 5 февраля 1955 г., 10—13 февраля 1955 г., 20—28 января 1956 г., 10—12 декабря 1957 г., 15—21 декабря 1957 г. Остальные антициклоны этой группы (31%) возникают при меридиональных формах циркуляции (С, Е).

Анализ синоптических карт показывает, что образование антициклонов первой группы может происходить над континентом в выхолаженных воздушных массах, близких по свойствам к арктическому воздуху. Возникшие антициклоны прослеживаются на картах АТ₈₅₀ и иногда АТ₇₀₀. Сместившись по ведущему потоку в Арктику, они попадают в область интенсивной адвекции тепла, усиливаются и, распространяясь по высоте, стационарируют. Такими были антициклоны, наблюдавшиеся 12—30 марта 1955 г. и 7—13 декабря 1958 г.

Антициклоны первой группы могут возникать и в выносах выхолаженных воздушных масс на Арктику с континентов. Например, в гребне высокого давления, направленного с континента, может происходить возникновение ядра, а затем и самостоятельного центра. Возникновение адвекции тепла на высоте, часто двухсторонней из атлантико-евразийского и тихоокеанско-американского сектора, создает условия для превращения этих антициклонов в высокие. Так возник антициклон, наблюдавшийся 25 февраля — 5 марта 1958 г.

Таким образом, антициклоны этой группы развиваются снизу вверх, т. е. сначала антициклон возникает внизу в выхолаженных воздушных массах, затем интенсивная адвекция тепла на высоте превращает его в высокий барический центр, прослеживающийся в средней и верхней тропосфере. Исходя из анализа условий образования антициклонов и из распределения аэроклиматических характеристик, можно сделать вывод, что эта группа антициклонов по вертикали неоднородна и состоит из двух воздушных масс: в нижних 3 км — из выхолаженных воздушных масс, близких по свойствам к арктическому воздуху, в средней и верхней тропосфере — из теплого воздуха умеренных и субтропических широт.

Анализ условий, предшествующих образованию антициклонов второй группы, показывает, что их возникновению предшествовали в основном меридиональные формы циркуляции (С, Е), например, антициклонам, наблюдавшимся 1—10 марта 1955 г., 2—18 декабря 1955 г., 3—9 февраля 1956 г., 23 февраля — 1 марта 1957 г., 3—20 марта 1957 г. и др. Образованию этих антициклонов предшествовал вынос тепла в течение довольно продолжительного времени. Как известно [2], в Арктику при этих формах циркуляции происходит интенсивный вынос тепла во всей толще тропосферы.

Из анализа карт AT_{500} следует, что в период, предшествующий развитию высокого антициклона, наблюдается интенсивная двухсторонняя адвекция тепла в основном из низких широт Атлантического и Тихого океанов, т. е. развитию высоких антициклонов предшествуют меридиональные формы (С, Е) циркуляции в максимальной стадии развития.

А. А. Гирс [2] показал, что в этой стадии развития процессов форм циркуляции отмечается симметричное расположение гребней и ложбин в атлантико-евразийском и тихоокеанско-американском секторах северного полушария.

Объяснить образование второй группы антициклонов по вышеупомянутой схеме возникновения высоких антициклонов в Арктике весьма затруднительно. Можно предполагать, что интенсивная адвекция тепла в верхней тропосфере приводит первоначально к образованию антициклонического центра в верхней тропосфере, а затем вследствие турбулентного перемешивания происходит перемещение центра и в нижние слои.

Более однородная структура антициклонов второй группы (по сравнению с первой группой) до некоторой степени подтверждает это предположение.

Таким образом, в зимнее время года малоподвижные антициклоны в нижней тропосфере отличаются по распределению метеорологических элементов. Это, по-видимому, вызвано условиями, предшествующими образованию высоких антициклонов. В случае, если антициклону в Арктике предшествовала западная форма циркуляции, его структура соответствует антициклонам первой группы, в случае меридиональных форм циркуляции формируется структура антициклонов второй группы. Вследствие этого структуру антициклонов в Арктике целесообразно рассматривать в связи с формами общей циркуляции над северным полушарием.

Поступила 20/1 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., № 5, 1946.
 2. Гирс А. А. К вопросу изучения основных форм атмосферной циркуляции. Метеорол. и гидрол., № 3, 1948.
 3. Гирс А. А. К вопросу изучения общей циркуляции атмосферы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., № 4, 1955.
 4. Гирс А. А. Некоторые особенности синоптических процессов в Арктике и их связь с общей циркуляцией атмосферы. Труды Главн. геофиз. observ., вып. 56, 1956.
 5. Орлова Р. Т. О достаточности числа наблюдений для получения в аэрологии средней температуры заданной точности. Труды Казах. научно-иссл. гидромет. инст., вып. 2, 1954.
 6. Серлапов С. Т. Особенности синоптических процессов в период работы высокоширотной воздушной экспедиции 1956 г. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 3, 1958.
-

Л. В. ДОЛГАНОВ

АНТАРКТИЧЕСКИЙ СКЛОН И СКОРОСТЬ СТОКОВОГО ВЕТРА

До МГГ сведения об Антарктике были крайне скудными. Наблюдения в различные непродолжительные периоды проводились только в отдельных местах прибрежной зоны. Обширные труднодоступные пространства континента оставались неосвещенными. Во время МГГ и в последующий за ним период международного сотрудничества сведения об Антарктике значительно пополнились. Тем не менее данных, получаемых с неимоверными усилиями, все же недостаточно. Это обязывает к полноценному их использованию. Одним из путей в этом направлении является установление новых связей между различными характеристиками.

В данной статье предпринята попытка выявить связь между рельефом и стоковым ветром.

Особенностью Антарктиды являются стоковые ветры, представляющие собой снижение по склону под действием силы тяжести выхолаженного воздуха. Они характеризуются большими скоростями (на побережье 15 м/сек и более) и устойчивым направлением.

Стоковые ветры в значительной степени определяют на побережье своеобразный температурный режим, пониженную относительную влажность, малую повторяемость туманов и низкой облачности, пульсации атмосферного давления [3, 4, 5]. Переносимый при стоке снег и снежная пыль создают резкое различие в видимости в сторону материка и моря. Выносимый в море снег составляет существенную часть снежно-ледяного баланса континента и является важным фактором для формирования морского льда [5].

Зависимость скорости стока от характера склона [2] может быть представлена в виде

$$v \approx 2 \sqrt{sk \frac{\Delta \rho}{\rho} g \sin \alpha}, \quad (1)$$

где v — скорость стокового ветра у подножия склона;

s — протяженность склона;

α — угол наклона склона к горизонту;

k — коэффициент пропорциональности;

$\Delta \rho$ — отклонение плотности от ее значения в положении равновесия воздуха (при отсутствии стока);

g — ускорение силы тяжести.

Отсюда видно, что развитие скоростей стокового ветра тем больше, чем больше протяженность склона, его наклон к горизонту и степень выхолаживания воздуха. Для определенного склона, когда s и α не меняются, скорость ветра зависит только от выхолаживания. Поэтому радиа-

ционные условия в течение года и суток обуславливают годовой и суточный ход скорости ветра.

После достижения стекающим воздухом ровной поверхности ($\alpha=0$) скорость быстро затухает. Например, по данным Н. П. Русина и Г. М. Таубера, сток на расстоянии 10—12 км от Мирного уже не наблюдается.

Для анализа связи скорости стокового ветра и рельефа в первую очередь рассмотрены районы Мирного и станции Оазис. Они лучше, чем какой-либо другой район Восточной Антарктиды, освещены метеорологическими наблюдениями и данными о рельефе. Повышение купола ледяного материка по мере удаления от берега оказалось возможным представить аналитически. Выражение высоты как функции расстояния от береговой черты позволяет определить превышение в любой точке профиля, поскольку нелинейное возрастание высот исключает непосредственную интерполяцию. Кроме того, сопоставление различных профилей более целесообразно при аналитическом их выражении. В этом случае выявляются такие особенности профилей, которые с учетом связи между скоростью стокового ветра и рельефом дают возможность оценить высоты и характер их изменения на прибрежных участках склонов, не освещенных гипсометрическими данными.

ПРОФИЛЬ В РАЙОНЕ МИРНОГО И ОАЗИСА

По данным А. Ф. Трешникова [6], выражения для высот получены применительно к профилю Мирный — Комсомольская. Результаты полета В. А. Бугаева и Е. И. Толстикова [1] послужили основой для формул по профилю Оазис — точка $73^{\circ}52'$ ю. ш., $105^{\circ}25'$ в. д. Этот профиль параллелен первому. При получении соотношений для первых 50 км использованы карты районов Мирного и Оазиса.

Общая протяженность участков, по которым получено аналитическое представление о высотах, ограничивалось тем расстоянием от берега, когда четко выраженный подъем прекращался или повышения рельефа начинали чередоваться с понижениями. Исходя из этого, на первом профиле бралось расстояние до Комсомольской (870 км). Протяженность второго профиля — 862 км.

Зависимость высоты h от расстояния s удобнее представить степенной функцией $h=\alpha s^{\beta}$, а для первых десятков километров, кроме того, еще и четырехчленом $h=A_0+A_1s+A_2s^2+A_3s^3$. Коэффициенты A_0, A_1, A_2, A_3 определялись из системы уравнений, составленной по результатам измерений высот. Обе зависимости подбирались так, чтобы ошибки при использовании формул были наименьшими [7]. Для простоты записи аналитические высоты относились к уровням Мирного или Оазиса. Превышение точки над уровнем моря получается путем прибавления к вычисленному значению отметок Мирного (30 м) или Оазиса (20 м).

С целью упрощения вычисленных высот и лучшего их совпадения с измеренными профили подразделялись на отдельные участки. На всех участках значения коэффициентов α и β различны. Единое выражение $h(s)$ для всех точек склона было бы более сложным и мало пригодным для его использования.

Относительная погрешность оценок высот по формулам в общем колеблется от 0 до $\pm 5\%$. Для удалений, превышающих 100 км, погрешность не превышает 3%. С учетом величины и знака отклонения вычисленных высот от фактических точность оценки высот по соотношениям может быть значительно повышена.

По значениям высот на 1,5; 5,5; 7,2; 10; 13; 22; 35; 43 и 50-м километре, снятым с карт района Мирного, получена зависимость

$$h(s) = -12,1 + 42,13 \cdot s - 84,3 \cdot 10^{-2} \cdot s^2 + 7,23 \cdot 10^{-3} \cdot s^3. \quad (2)$$

По измеренным высотам на 50, 100, 150 и 200-м километре в направлении Мирный — Пионерская

$$h(s) = -19 \cdot s - 4,45 \cdot 10^{-2} \cdot s^2. \quad (2^*)$$

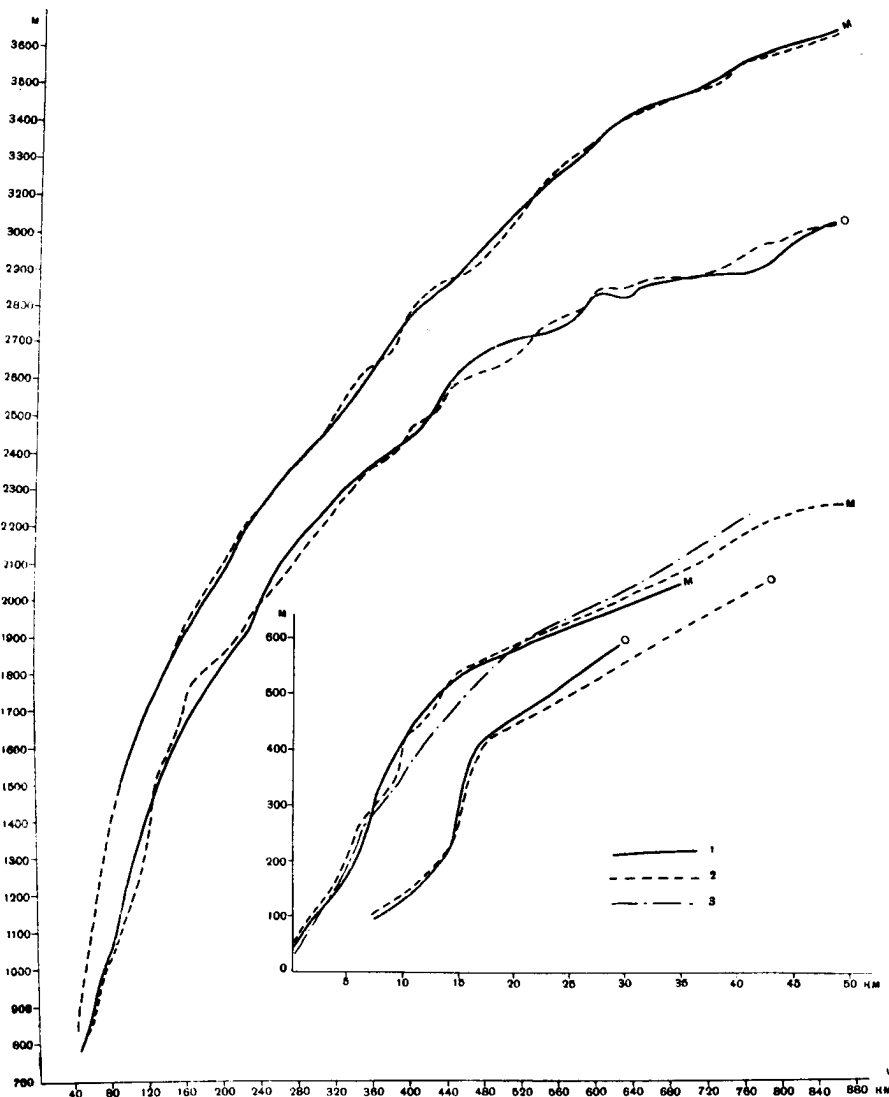


Рис. 1. Измеренные (1) и вычисленные (2, 3) высоты рельефа над уровнем моря для профилей Мирного (М) и Оазиса (О). Вычисленные: 2 — по степенной зависимости; 3 — по соотношению (2).

Разности между вычисленными по соотношению (2*) и измеренными высотами на отмеченных удаленных от берега соответственно составляют +44, —45, +25 и —10 м.

Степенные функции на разных участках этого профиля (километры показаны индексами у h) имеют вид:

$$h_{1,5-13}^M = 50,27 \cdot s^{0,858} \quad (3)$$

$$h_{13-50}^M = 158,1 \cdot s^{0,4217} \quad (4)$$

$$h_{50-100}^M = 23,02 \cdot s^{0,907}, \quad (5)$$

$$h_{100-150}^M = 166,7 \cdot s^{0,477}, \quad (6)$$

$$h_{150-640}^M = 243,3 \cdot s^{0,4017} \quad (7)$$

$$h_{640-870}^M = 687,4 \cdot s^{0,2108} \quad (8)$$

По данным карты района Оазиса, для его профиля на первых 55 км от берега удовлетворительной оказалась только степенная зависимость. При этом интервалы пришлось по сравнению с Мирным брать меньшими. В результате получено:

$$h_{7-13}^O = 6,252 \cdot s^{1,31}, \quad (9)$$

$$h_{13-16,5}^O = 0,05837 \cdot s^{3,1322}, \quad (10)$$

$$h_{16,5-88}^O = 67,12 \cdot s^{0,6184}, \quad (11)$$

$$h_{88-157}^O = 41,44 \cdot s^{0,7272}, \quad (12)$$

$$h_{157-358}^O = 182,1 \cdot s^{0,4335}, \quad (13)$$

$$h_{358-610}^O = 306,8 \cdot s^{0,3448}, \quad (14)$$

$$h_{610-722}^O = 1439 \cdot s^{0,1038}, \quad (15)$$

$$h_{722-862}^O = 423,6 \cdot s^{0,2896}. \quad (16)$$

Округление коэффициентов не рационально, так как при этом отклонения вычисляемых высот от исходных данных становятся значительными.

Согласие приведенных соотношений с исходными данными можно видеть на рис. 1. Важно, что возрастание высот на всех участках обоих профилей происходит по степенному закону. Для обоих профилей выражение возрастания высот значительно упрощается со 150-го километра, начиная от которого изменение высот на больших протяжениях (200 км и более) описывается простым соотношением.

СВЯЗЬ МЕЖДУ СТОКОМ И РЕЛЬЕФОМ НА ПРОФИЛЯХ МИРНОГО И ОАЗИСА

Согласно уравнению (2) на первых 40 км профиля Мирного высоты неуклонно возрастают, а наклон уменьшается от $42,1 \cdot 10^{-3}$ (или $2^\circ 25'$)¹ вблизи Мирного до $9,3 \cdot 10^{-3}$ (или $35'$) на расстоянии 40 км от него.

При степенной зависимости высоты $h = as^\beta$ от расстояния коэффициент β указывает на изменение угла наклона рельефа по мере удаления в глубь материка. Если $\beta < 1$, то угол наклона убывает; при $\beta > 1$ угол возрастает.

Для сопоставления профили Мирного и Оазиса разбиты на участки в соответствии с теми интервалами, к которым отнесены зависимости высоты от удаления в глубь континента. Средние отношения высот обоих профилей и значения наклонов представлены в табл. 1. Указанные величины взяты по их значениям на концах участков. Из табл. 1 следует, что на всем протяжении отметки высот первого профиля больше отметок высот второго. Наибольшие различия высот относятся к первым 17 км. При дальнейшем удалении превышение мало меняется.

Наклоны профилей существенно отличаются на первых 50 км от берега и значительно меньше на последующих 50 км. На участке 100—

¹ 10^{-3} потому, что высота исчисляется в метрах, а удаление — в километрах. В дальнейшем наклон будет указываться без множителя 10^{-3} .

600 км наклоны обоих профилей близки. Воспользуемся полученным ранее [2] соотношением

$$v_M^2 - v_\Pi^2 = 2sk \frac{\Delta \rho}{\rho} g \sin \alpha$$

и заметим, что для малых значений угла $\alpha \sin \alpha = \operatorname{tg} \alpha = h'(s)$. Поэтому для i -го участка, концы которого удалены от берега на расстояние a и b километров, можно написать

$$v_b^2 - v_a^2 = 2s_i k \frac{\Delta \rho}{\rho} g h'_i,$$

где s_i — протяженность i -го участка.

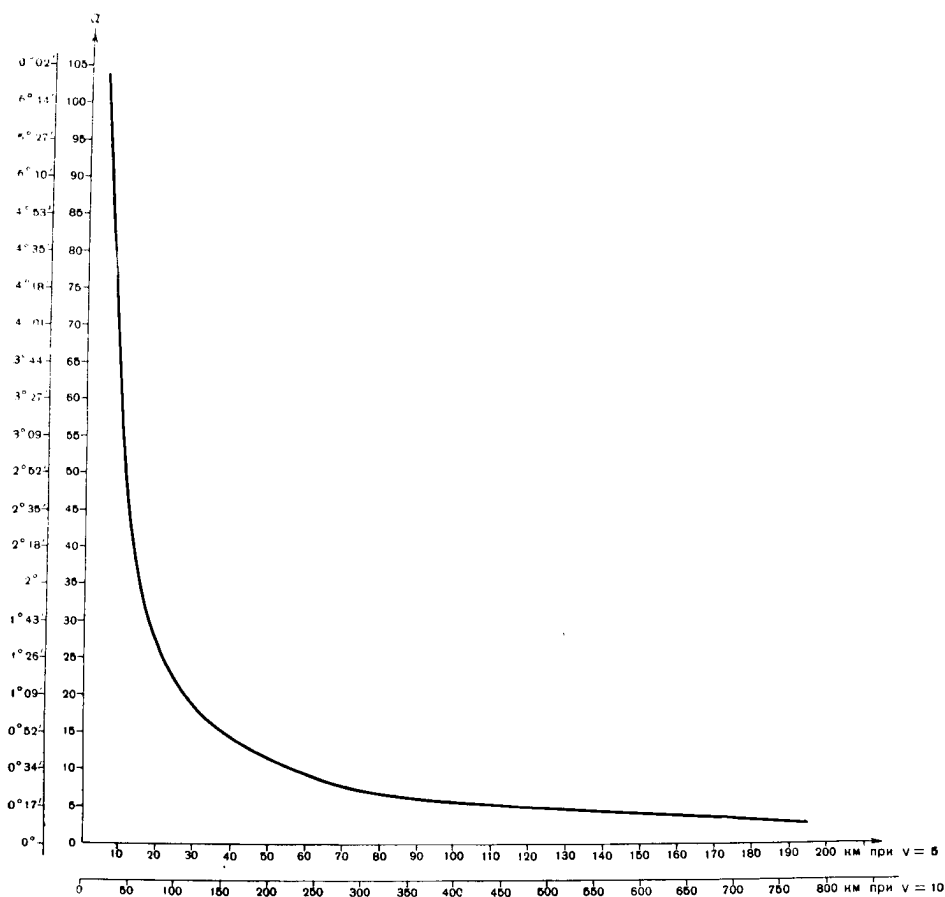


Рис. 2. Соотношение между протяженностью склонов и углами их наклона при скорости стокового ветра до 5 и 10 м/сек.

Обозначив $2k \frac{\Delta \rho}{\rho} g = A$ и произведя суммирование по всем участкам профиля, получим

$$v_n^2 - v_s^2 = A \sum_{i=1}^n s_i h'_i. \quad (17)$$

Здесь v_n — скорость стокового ветра на побережье, а v_s — скорость его на удалении s километров от берега.

Для определения A воспользуемся средними значениями скорости стокового ветра в Мирном и на Пионерской. В этом случае $v_n = 15$ м/сек,

$v_s = 10$ м/сек. Беря значения интервалов s_i и средних наклонов h_i' из табл. 1, получим численное значение $A = 43,6 \cdot 10^{-3}$. Используя полученное значение A , по соотношению (17) можно оценить скорость стока в любой точке профиля Мирный — Пионерская или высоту этой точки.

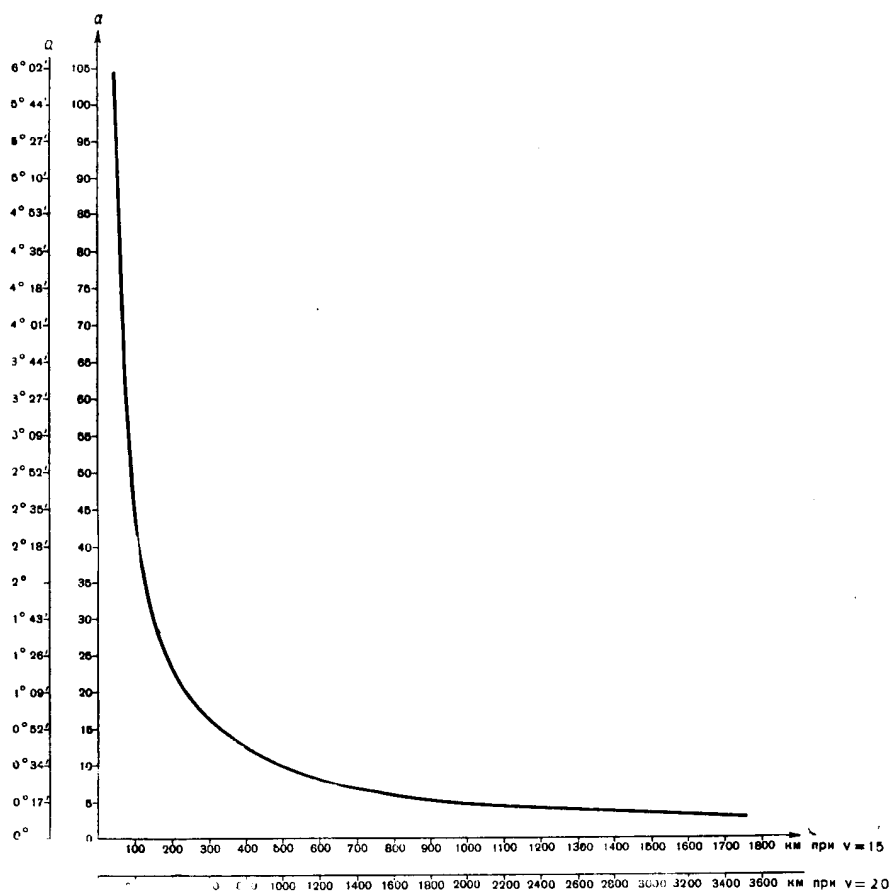


Рис. 3. Соотношение между протяженностью склонов и углами их наклона при скорости стокового ветра до 15 и 20 м/сек.

Таблица 1

Отношение высот и наклоны профилей

	Участки (км)										
	0—7	7—13	13—16,5	16,5—50	50—88	88—100	100—157	157—358	358—610	610—722	722—870
Отношение высот											
Мирный	—	2,92	1,95	1,22	1,16	1,26	1,20	1,27	1,12	1,16	1,17
Оазис	—	2,92	1,95	1,22	1,16	1,26	1,20	1,27	1,12	1,16	1,17
Наклоны											
Мирный	37,7 2°10'	31,4 1°48'	14,3 49'	10,06 35'	12,7 44'	12,7 44'	8,1 28'	4,4 15'	2,5 9'	1,6 6'	1,2 4'
Оазис	—	16,7 58'	52,3 3°	26,6 1°32'	7,5 26'	8,0 28'	8,0 28'	3,5 12'	2,0 7'	0,7 3'	0,9 3'

Скорости стокового ветра, возможные при различной крутизне и протяженности склонов, представлены на рис. 2, 3. Кривые, представляющие линии равных значений скорости (изотакхи), построены для скоростей стокового ветра 5, 10, 15 и 20 м/сек по соотношению $s = \frac{22,9 v^2}{\sin \alpha}$, полученному из равенства (1) при условии $2k \cdot \frac{\Delta p}{\rho} g = 43,6 \cdot 10^{-3}$. Из рисунков видно, что при малой крутизне, но большой длине склона могут развиваться сильные стоковые ветры. Последние могут быть значительными и на небольшом, но крутом склоне.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ВЕТРА ВДОЛЬ СКЛОНОВ МИРНОГО И ОАЗИСА

Воспользуемся тремя способами: 1) соотношением (17) и данными табл. 1; 2) выражением $v_l \approx 15 \sqrt{1 - 0,209 \cdot 10^{-3} \Sigma l h'}$, вывод которого здесь не приводится; 3) допущением, что изменение скорости стока вдоль склона пропорционально наклону склона на его отдельных участках; при этом оказывается, что

$$\frac{dv}{ds} = 1,875 \cdot 10^{-3} h' (s).$$

Распределение скоростей стокового ветра, определенное этими способами в различных точках склона Мирный — Пионерская, представлено в табл. 2. Как видно из этой таблицы, скорость стока по мере приближения к берегу возрастает с увеличением наклона. Степень возрастания скорости стока по мере приближения к берегу будет в основном такой же и при других скоростях стокового ветра, наблюдающегося на побережье.

Таблица 2

Скорость стокового ветра на различных расстояниях от Мирного
(м/сек)

Способ	Километры													
	0	10	20	30	40	50	75	100	150	200	250	300	350	380
1	15	14,5	14,2	14,1	13,9	13,7	13,2	12,7	12,0	11,5	11,1	10,7	10,2	10,0
2	15	14,4	14,1	14,0	13,7	13,6	13,0	12,5	11,7	11,2	10,7	10,1	9,7	9,5
3	15	14,3	14,0	13,8	13,6	13,5	12,8	12,2	11,6	11,2	10,8	10,5	10,2	10,0
Средняя	15	14,4	14,1	13,9	13,7	13,6	13,0	12,5	11,7	11,3	10,9	10,4	10,0	9,8

Отношение скоростей на 380-м километре профилей Мирного и Оазиса могут быть представлены в виде

$$\frac{v_{M 380}}{v_{O 380}} = \sqrt{\frac{\Sigma (sh')_M}{\Sigma (sh')_O}},$$

где значки О и М относятся к склонам Оазиса и Мирного. Суммирование относится к расстоянию 380—862 км. После подстановки данных из табл. 1 получим

$$\frac{v_{M 380}}{v_{O 380}} = \sqrt{1,32}.$$

Отсюда следует, что если преобладающей скоростью стока зимой для 380-го километра склона Мирного считать 10 м/сек, то для 380-го километра склона Оазиса при тех же радиационных условиях наибольшая

повторяемость будет приходиться на скорость 8,7 м/сек. Тогда к 7-му километру склона Оазиса, согласно равенству (17), скорость возрастет до 14 м/сек.

По данным Г. М. Таубера и Н. П. Русина [3, 5], сток в районе Мирного затухает на расстоянии 10—12 км от берега. При средней скорости стока в Мирном 15 м/сек коэффициент затухания δ можно оценить из предположения, что скорость стока на удалении 10 км от берега не превосходит 1 м/сек, т. е.

$$v_{\max} e^{-\delta s} \leq 1,$$

или $15e^{-10\delta} = 1$, откуда $\delta = 0,2708$. Переносим значение δ на район Оазиса, для величины скорости стока на этой станции будем иметь

$$v_0 = v_7 e^{-0,2708 \cdot 7},$$

где v_7 — скорость стока у подножия склона, в 7 км от станции Оазис. При $v_7 = 14$ м/сек v_0 будет равно 2,1 м/сек. Если же принять во внимание сильно изрезанный рельеф района станции, то в самом Оазисе даже этих малых скоростей стока может не быть, что и отмечено наблюдениями Первой континентальной экспедиции.

На профиле Оазиса скорости можно определить так же, как это выполнено для района Мирного.

ПРОФИЛИ В РАЙОНАХ ЗЕМЛИ АДЕЛИ, СТАНЦИЙ МОУСОН И ЛАЗАРЕВ

Рассматривать связь между скоростью стокового ветра и рельефом оказалось возможным для районов Земли Адели (140° в. д.), станций Моусон (60° в. д.) и Лазарев (13° в. д.). При этом данные о рельефе брались с карт, а характеристики погоды — из литературных источников [4, 5 и др.] и из сообщений со станции Лазарев.

Исходными данными для степенных зависимостей высоты h от расстояния s служили имеющиеся на картах отметки (Моусон) или значения изогипс. Во всех случаях направление профилей было в основном таким же, как для Мирного и Оазиса. Интервалы расстояний от берега, для которых справедливы соотношения $h(s)$, указаны индексами у h , отнесенных к уровню моря. Полученные выражения имеют вид:

$$h_{12-23} = 2,965 \cdot s^{1,707}, \quad (18)$$

$$h_{23-50} = 73,08 \cdot s^{0,675}, \quad (19)$$

для станции Моусон

$$h_{35-88} = 1076 \cdot s^{0,0951}, \quad (20)$$

$$h_{88-197} = 384 \cdot s^{0,3251}, \quad (21)$$

$$h_{197-292} = 117,5 \cdot s^{0,55}, \quad (22)$$

для станции Лазарев

$$h_{30-154} = 22 \cdot s^{0,9195}, \quad (23)$$

$$h_{154-171} = 0,1473 \cdot s^{1,9143}. \quad (24)$$

Высоты, вычисленные по приведенным выражениям, отклоняются от исходных данных, за исключением единичных точек, не более чем на $\pm 5\%$.

Приближенную оценку высот на первых 12 км профиля Земли Адели, для которых нет фактических данных, можно получить из расчета высот

над уровнем моря точек на 0, 1,5 и 12-м километрах профиля Мирного (30, 100 и 454 м), известных высот на 0 и 12-м километрах профиля Земли Адели (40 и 200 м), а также данных о повышении рельефа в районе Мирного. В результате в точке 1,5 км профиля Земли Адели высоту над уровнем моря можно считать равной 66 м.

Принимая степенное возрастание высот, из условий $66 = \alpha \cdot 1,5^{\beta}$ и $200 = \alpha \cdot 12^{\beta}$ можно получить

$$h_{1-12} = 53,18 \cdot s^{0,533} . \quad (25)$$

Исходя из превышений над уровнем моря точек на 0 и 35-м километрах профиля Моусон¹ (14 и 1485 м), а также на 0 и 30-м километрах профиля Лазарев (25 и 500 м), аналогично получаем для района Моусона

$$h_{1-35} = 81,87 \cdot s^{0,815} , \quad (26)$$

а для района станции Лазарев

$$h_{1-30} = 46,84 \cdot s^{0,696} . \quad (27)$$

НАКЛОН ПРОФИЛЕЙ

Используя соотношения (25)—(27), получим наклоны профилей, необходимые для последующих оценок скоростей стокового ветра.

Средний наклон отдельных отрезков 0—1, 1—5 и 5—12 км склона Земли Адели составит 30,3, 20,7, 11,2. Определим средний наклон всего 12-километрового участка следующим образом. Для каждого отрезка найдем произведение среднего наклона на его длину и затем сумму всех полученных произведений разделим на общую длину взятых отрезков. Полученный таким образом средний наклон склона Земли Адели на первых 12 км составляет 15,9. Исходя же из среднего наклона такого же участка профиля Мирного, для первых 12 км профиля Земли Адели получим наклон 15,5, что близко к указанному выше значению (15,9).

Средний наклон 35-километрового участка на склоне Моусон составляет 42,5 и 43,0. Для 30-километрового участка склона станции Лазарев средний наклон оказывается равным 16,7 и 16,65.

Практически совпадение наклонов профилей в районах Земли Адели, станций Моусон и Лазарев с величинами, полученными на основе профиля Мирного, указывают на приемлемость соотношений (25)—(27) и общий характер изменения высот, свойственный различным районам. Средние наклоны на различных участках профилей приведены ниже:

Участки (км)	Наклоны	Участки (км)	Наклоны
Земля Адели			
0—1	30,3 1°44'	17—23	34,8 2°00'
1—5	20,7 1 11	23—33	24,0 1 23
5—12	11,2 0 39	33—50	14,8 0 51
12—17	33,4 1 55		
Район станции Моусон			
0—1	68,8 3°57'	40—50	3,3 0°12'
1—5	58,0 3 20	50—88	3,6 0 12
5—10	46,5 2 40	88—100	4,9 0 17

¹ Высоты над уровнем моря станций Дюрвиль и Моусон приведены по данным П. Д. Астапенко.

10—20	40,9 2°20'	100—157	4,85 0°17'
20—30	36,9 2 07	157—197	4,76 0 16
30—35	35,0 2 00	197—292	5,4 0 19
35—40	3,9 0 14		

Район станции Лазарев

0—1	34,2 1°58'	40—53	15,0 0°52'
1—5	26,3 1 31	53—73	15,0 0 52
5—10	18,2 1 03	73—89	14,6 0 50
10—20	14,7 0 51	89—154	17,7 1 01
20—30	12,4 0 43	154—165	25,2 1 27
30—40	14,8 0 51	165—171	30,3 1 44

ПРОЯВЛЕНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ СТОКОМ И РЕЛЬЕФОМ

Землю Адели из-за преобладающих там больших скоростей ветра называют «полюсом ветров». Не имея достаточно полных данных, примем, что скорость стока на Земле Адели зимой такого же порядка, что и на Берегу Правды (15 м/сек). Тогда средняя скорость на 50-м километре профиля Земли Адели согласно равенству (17) и с учетом приведенных выше данных определится соотношением $v_n^2 - v_{50}^2 = 46,2$, где v_n и v_{50} — скорости ветра на побережье и на расстоянии 50 км от него. При скорости стокового ветра на побережье Земли Адели 15 м/сек на 50-м километре скорость ветра составит 13,4 м/сек. В 50 км от Мирного скорость стока равна 13,6 м/сек.

Близкие значения скоростей на побережье и в 50 км на двух разных профилях указывают на то, что дальше 50 км оба профиля эквивалентны в смысле создания условий, благоприятствующих стоку. При этом могут быть два варианта: 1) либо профили таковы, что для обоих сумма произведений наклонов на их длину одинакова; 2) либо профиль склона Земли Адели пролегает по долине, вследствие чего снижающийся по ее бортам воздух увеличивает скорость основного потока. Последнее и отмечается на Земле Адели [4].

Для района станции Моусон на основе соотношения (17) и значений средних наклонов разность квадратов скоростей на побережье и в 35 км составляет $v_n^2 - v_{35}^2 = 65$.

По данным Г. М. Таубера, средние месячные скорости ветра на станции Моусон за период с мая по сентябрь 1956 г. составили в среднем 11,2 м/сек. Для Мирного средние значения скоростей ветра всех наблюдавшихся направлений мало отличаются от средних скоростей стокового ветра. Такое положение вполне допустимо и для Моусона. Поэтому скорость стокового ветра на 35-м километре склона здесь определится приближенным равенством $11,2^2 = v_{35}^2 = 65$, или $v_{35}^2 \approx 61$.

С другой стороны, разность квадратов скоростей стокового ветра на участке 292—35 км склона Моусона составляет

$$v_{35}^2 - v_{292}^2 = 53,6.$$

При $v_{35}^2 \approx 61$ скорость стокового ветра на 292-м километре оказывается равной 2,7 м/сек.

На основе полученных значений средних наклонов для первых 30 км профиля станции Лазарев разность квадратов скоростей ветра на побережье и на 171-м километре достигает $v_n^2 - v_{171}^2 = 130$, в то время как для профиля Мирного аналогичная разность составляет только 77. Отсюда следует, что возрастание скоростей на отмеченном участке профиля станции Лазарев больше, чем на склоне Мирного.

В 171 км от Мирного скорость стокового ветра 12,2 м/сек. Если допустить, что такая же скорость и в 171 км на склоне станции Лазарев, то средняя скорость на станции Лазарев окажется равной 16,7 м/сек. Фактическая средняя скорость в этом пункте составила за апрель 20 м/сек, а за май — 13 м/сек.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Возрастание высот происходит по степенному закону. Чем дальше от берега, тем большие расстояния описываются одной аналитической зависимостью. Для меньших расстояний (порядка 100—150 км) необходима большая детализация.

2. Для представления рельефа Восточной Антарктиды детальная съемка в метеорологических целях может быть ограничена прибрежной зоной 100—150 км. На большем удалении от берега съемка может быть мелкомасштабной или выполняться лишь по отдельным профилям, интересным в том или ином отношении.

3. Стоковыми ветрами охватывается прибрежная зона шириной местами в несколько сот километров. При этом имеются в виду такие скорости стока, средняя величина которых над континентом составляет 10 м/сек, а над побережьем в зимнее время 15 м/сек и более.

4. Устойчивые и сильные стоковые ветры в широкой прибрежной полосе являются характерной особенностью антарктического антициклона, отличающегося от антициклонов умеренных широт и антициклонов полярных областей северного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев В. А., Толстиков Е. И. Определение Антарктического склона между 100 и 105° в. д. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп., № 4, 1959.
2. Долганов Л. В. Скорость стокового ветра в районе Мирный — Пионерская. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп., № 8, 1959.
3. Русин Н. П. Метеорологические процессы в приземном слое воздуха в Антарктиде. Гидрометеониздат, Л., 1958.
4. Русин Н. П. Климат Антарктиды. Гидрометеониздат, Л., 1959.
5. Таубер Г. М. О сточных ветрах Антарктиды и их влиянии на образование морского льда. Изд. Гос. океаногр. инст., 1957.
6. Трешников А. Ф. Новые данные о высотах Восточной Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп., № 1, 1958.
7. Яковлев К. П. Математическая обработка результатов измерений. Гостехтеориздат, М., 1953.

М. И. ГОЛЬЦМАН, В. В. ФРОЛОВ

ОБ ОШИБКАХ В ИЗМЕРЕНИЯХ ТЕМПЕРАТУРЫ РАДИОЗОНДАМИ

В связи с развитием современной методики зондирования атмосферы при помощи радиозондов, самолетов, ракет и искусственных спутников Земли представляется существенным дать общую характеристику степени точности данных, получаемых с помощью радиозондирования. Этот метод, который впервые разработан и применен в Советском Союзе и основоположником которого является П. А. Молчанов, еще неопределенно долгое время будет основным в метеорологической практике. Уточнение смысла данных радиозондирования особенно интересно для работы службы погоды в Арктике и Антарктике.

Некоторые общие сведения о радиозондах. Согласно материалам по Международным сравнениям радиозондов 14 разных стран, проводившимся в Пайерне (Швейцария) в мае—июне 1956 г. [19, 20, 26] было всего выпущено днем и ночью 370 радиозондов. Средняя высота всех подъемов 22,1 км.

В испытывавшихся типах радиозондов атмосферное давление измеряется anerоидом, за исключением нидерландского прибора, в котором применяется гипсотермометр; температура измеряется биметаллическими пластинками разных размеров, и только в двух случаях применяются термисторы. В японском радиозонде используются, кроме того, два ртутных термометра для контроля. Чувствительным гигрометрическим элементом служит волос, кожица золотобитца или хлористый литий. Полный вес радиозондов колебался в пределах от 300 до 2,200 г.

В дополнение к этим материалам небезынтересно отметить, что при региональных сравнениях [21] в Бельгии в 1954 г. германского, датского (с гипсотермометром), американских (в том числе сбрасываемого) и британского радиозондов были произведены два самолетных зондирования, которые сразу же сопровождалось зондированиями при помощи сбрасываемого радиозонда. В одном случае вычисленная высота 300-миллибаровой поверхности оказалась равной 9204 м, а по радиоальтиметру 9245 ± 10 м, во втором случае соответственно 8951 м и 8960 ± 10 м.

При анализе одновременных показаний 14 типов радиозондов при пяти дневных и четырех ночных подъемах [26], когда в каждом выпуске участвовали все типы сравниваемых приборов, использованы только данные о давлении и температуре воздуха. Для анализа каждый подъем разделяли на семь слоев, соответствующих последовательным интервалам времени: 1—5, 6—10, 11—15, 16—20, 21—30, 31—40 и 41—50 мин, причем сопоставляли данные для каждой минуты. На основании разносторонней статистической обработки найдено, что средняя квадратичная ошибка в измерении давления снижается примерно с 3 мб на нижних

уровнях до 1 мб на высоких, в то время как аналогичные ошибки для температуры возрастают от 0,3—0°,4 до 0,5—0°,6 С.

Для оценки степени сравнимости между собой показаний давления и температуры разными типами радиозондов последние разбиты на три группы: А — с хорошей, В — с удовлетворительной и С — со слабой сравнимостью. По давлению к группе А относятся радиозонды США, Англии, СССР; к группе В — Бельгии, ФРГ, ГДР, Индии; к группе С — Финляндии, Франции, Японии, Нидерландов, Швейцарии, Польши. По температуре к группе А относятся радиозонды Финляндии, Японии, Индии; к группе В — Бельгии, ФРГ, ГДР, США, Франции, Англии, СССР, Индии; к группе С — Нидерландов, Швейцарии, Польши.

Вопрос о степени точности данных по температуре и влажности воздуха, получаемых при помощи радиозондов, усиленно дискутируется с того времени, когда в Советском Союзе были впервые созданы и внедрены в аэрологическую практику приборы такого типа. Большое число исследований посвящено главным образом оценке радиационных ошибок в измерении температуры воздуха, определению ошибок в измерениях температуры и влажности из-за инерционности соответствующих чувствительных элементов, используемых при измерениях, а также исследованиям физических свойств и работы отдельных элементов радиозонда в тяжелых, нестационарных условиях свободной атмосферы. Мы остановимся на некоторых работах, опубликованных за последние 5 лет и реферированных в реферативных журналах Академии наук СССР «Физика» и «Геофизика».

Радиационные ошибки радиозонда. Прежде всего приведем кратко сводные результаты по данному вопросу, полученные на основании сравнений 14 типов радиозондов в Пайерне в 1956 г. [28]. Радиационные ошибки вычислялись по разностям между средними ночными показаниями в определенный срок по каждому типу радиозонда. При этом учитывался суточный ход температуры. Радиационные ошибки определялись для уровней 100, 70, 50 и 30 мб. Оказалось, что радиационные ошибки, имеющиеся у всех типов радиозондов, колеблются в пределах от 0,2 до 12°,6 С. На высотах 100 и 70 мб относительно малые ошибки оказались у бельгийского и швейцарского типа радиозондов. Радиационные ошибки у финского типа, полученные по разностям между дневными и ночными данными, оказались на 10% больше, чем вычисленные по формуле, выведенной (Раунио) для этого типа радиозонда. У английского прибора радиационные ошибки оказались несколько меньше, чем вычисленные по формуле Скрейза. Больше всего данных получено по западногерманскому радиозонду, служившему контрольным при каждом подъеме. Оказалось, что радиационные ошибки по радиозонду этого типа на уровнях 100, 70, 50 и 30 мб соответственно равны 1,0; 1,6; 2,9 и 3°,8 С.

Характерной общей чертой в исследованиях радиационной ошибки, проводившихся в разных странах, является стремление учесть эффект, вызываемый отдельными действующими факторами, такими, как способ экранирования термоприемника, плотность воздуха, высота солнца, свойства самого термоприемника и др. Таким путем можно, естественно, наметить пути устранения или, по крайней мере, уменьшения радиационной ошибки.

Советские работы [2, 3, 8] по данному вопросу посвящены гребенчатому радиозонду. Обработаны статистически 926 подъемов радиозондов Молчанова, достигших высоты ≥ 15 км; в ряде пунктов СССР при солнечном затмении 30 июня 1954 г. произведены выпуски радиозондов как во время затмения, так и непосредственно до и после него и проведены экспериментальные исследования нагрева шахты радиозонда при полете

на стратостате до высоты 11 км. В результате этих работ установлено следующее:

1. При большой высоте Солнца экранированный термоприемник вследствие многократного отражения солнечной радиации от стенок шахты нагревается даже сильнее, чем параллельно установленный не экранированный термоприемник.

2. Применение двойной или даже тройной защиты не устраняет радиационной ошибки.

3. На высоте 20 км искажение в показаниях гребенчатого радиозонда, вызываемое солнечной радиацией, достигает при большой высоте Солнца 6—7° С. При малой же высоте Солнца радиационной ошибкой можно пренебрегать до высоты 20 км.

4. Сама шахта под действием солнечной радиации нагревается, причем ее нагрев быстро возрастает с высотой, достигая по расчетам на уровне 25 км при сплошной облачности (на высоте 3 км) 19°,1 С.

5. До высоты 15 км решающую роль в перегреве термоприемника играет солнечная радиация, отраженная от подстилающей поверхности и стенок шахты. Выше начинает все резче сказываться нагрев самой шахты. Радиационные ошибки возрастают при наличии облачности или снежного покрова.

6. Можно считать, что до высот 13—15 км температурные показания утренних и вечерних радиозондов в большей части Европейской территории СССР практически не искажаются действием радиации.

На основании проведенных исследований рекомендуются некоторые улучшения в конструкции защиты радиозонда.

В 1956 г. согласно решению Всемирной метеорологической организации в СССР, — как в стране, участнице МГГ, — проведены «национальные сравнения» радиозондов. Для этого радиозонды РЗ-049 выпускали парами на одной оболочке и сравнивали их показания в стандартные моменты по слоям между изобарическими поверхностями. Всего было выпущено в Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) 37 пар радиозондов. Средние квадратичные ошибки отдельного радиозонда приведены в табл. 1 [9].

Таблица 1

Средние квадратичные ошибки радиозонда РЗ-049 по слоям

Слой атмосферы (мб)	Температура	Давление (мб)	Влажность (%)
От поверхности земли			
до 850	0,9	4	2
850—700	0,8	6	4
700—500	0,6	5	4
500—300	0,8	4	5
300—200	0,9	4	5
200—100	0,8	4	—
100—50	1,0	4	—

Очень интересны результаты сравнения показаний радиозонда РЗ-049 и радиозондов других стран, сделанные на основании испытаний в Пайерне. При этом следует иметь в виду, что некоторые страны (Англия, Финляндия, Япония) вводят в показания радиозондов поправки на влияние радиации. Результаты сравнений приведены в табл. 2 [9].

Таблица 2

Средние разности показаний температуры по радиозонду РЗ-049
и радиозондам других стран

	Период суток	Минуты				
		1-я	10-я	25-я	40-я	55-я
		Средние высоты (км)				
		0,8	4,0	10,0	17,0	22,7
СССР — США	день	0,9	1,4	2,3	3,3	7,1
	ночь	—0,5	—0,1	0,1	—0,3	—0,4
СССР — Франция	день	1,5	0,6	2,2	0,7	—0,4
	ночь	0,1	0,3	—0,2	—0,7	—1,5
СССР — Англия	день	1,3	2,0	3,0	4,2	9,5
	ночь	0,1	0,1	—0,2	—0,3	—0,3
СССР — Япония	день	0,5	0,5	0,7	3,2	6,4
	ночь	—0,5	1,1	—0,3	—0,6	—0,3
СССР — Финляндия	день	0,5	1,1	1,2	3,0	8,0
	ночь	—0,1	0,3	—0,6	—0,3	—1,5

Из этой таблицы можно заключить, что радиозонд РЗ-049 на высоте около 15 км имеет радиационную ошибку в дневное время около 2—3°С, а на высоте около 23 км — примерно 7—10°С.

Для ослабления этих ошибок в работе П. Ф. Зайчикова, О. В. Марфенко и В. Д. Решетова [4] изложена приближенная методика введения поправки на показания температуры радиозондом РЗ-049 в зависимости от основных влияющих факторов (высота Солнца, высота и скорость подъема радиозонда). После введения поправок на основании формулы, выведенной в упомянутой работе, средние разности показаний температуры по радиозонду РЗ-049 и радиозондам других стран выражаются величинами, приведенными в табл. 3 [4].

Таблица 3

Средние разности показаний температуры по радиозонду РЗ-049 и радиозондам
других стран в дневные часы¹

	Минуты				
	1-я	10-я	25-я	40-я	55-я
	Средние высоты (км)				
	0,8	4,0	10,0	17,0	22,7
СССР — США	0,2	0,2	0,3	—1,4	—2,1
СССР — Франция	2,2	1,8	4,2	5,4	8,8
СССР — Англия	0,5	0,8	1,0	—0,4	0,3
СССР — Япония	—0,2	—0,7	—0,3	—1,5	—2,8
СССР — Финляндия	0,1	—0,1	—0,8	—1,7	—1,2

¹ После введения поправок на радиацию в показания радиозонда РЗ-049.

Очень обстоятельные исследования радиационной ошибки в показаниях радиозонда ГДР выполнены в 1951—1953 гг. [15]. Сравнивались дневные и ночные показания радиозондов с двойной и одинарной защи-

той от радиации. Учитывался суточный ход температуры. Для сопоставлений брались показания температуры на уровне 100 мб. При дальнейших исследованиях радиозонда с двойной защитой были положены в основу главным образом данные относительной топографии, гораздо лучше отражающие действительные колебания температуры в атмосфере. По результатам обработки 2078 пар зондов для слоя 500 ÷ 1000 мб установлено, что радиационная ошибка в мае—августе $\leq 0,5^\circ\text{C}$; в остальные месяцы года она равна нулю. Автор, впрочем, склонен считать, что и в летние месяцы радиационные ошибки близки к нулю и что полученные разности между дневными и ночными данными следует отнести за счет суточного хода температуры.

Для верхней тропосферы (225 ÷ 500 мб) обработка 1784 пар радиозондов показала, что в апреле — августе радиационная ошибка $\leq 0,6^\circ$, а в остальные месяцы равна нулю. Для слоя 96 ÷ 225 мб (1186 пар зондов) максимальное значение радиационной ошибки в апреле — сентябре достигает $1,1^\circ$; в зимние месяцы она незначительна. Для слоя 41 ÷ 96 мб имеется только 127 пар зондов; среднюю радиационную ошибку можно считать равной $1,2^\circ$. Выше 60 мб эта ошибка быстро возрастает и на высоте 40 мб доходит до 6—8°.

Аналогичная обработка материалов радиозонда с одинарной защитой показала, что в указанных областях относительной топографии средние радиационные ошибки соответственно больше на 0,3; 0,6; 0,9 и $1,5^\circ$, чем у радиозонда с двойной защитой.

Автор [15] считает, что можно ввести поправку на радиационную ошибку только для средних значений температуры по радиозондам с двойной защитой, но не может быть и речи об определенных поправках для каждого радиозонда в отдельности.

В Британской метеорологической службе с 1956 г. применяется определенный порядок введения радиационной и инерционной поправки к температурам, измеряемым радиозондом МК-113 [16]. Поправки вычисляются на основании формулы Скрейза [27], имеющей вид

$$S - T = \frac{Q}{q} - k \frac{dT}{dt}, \quad (1)$$

где S — наблюдаемая температура;

T — истинная температура воздуха;

Q — интенсивность поглощения радиации радиозондом;

q — коэффициент теплоотдачи;

k — коэффициент отставания системы.

Для учета зависимостей Q , q и k от коэффициентов поглощения радиации термометрическим элементом и его защитой, от альбедо Земли, облаков и воздуха внизу радиозонда, от скорости подъема и от раскачиваний радиозонда принимаются некоторые значения, репрезентативные для средних условий зондирования. Построены графики и таблицы для определения радиационной ошибки при высотах радиозонда от 0,1 до 30,8 км. На высоте 10 мб радиационная поправка, например, равна почти 20°C . Термическая инерция термоприемника снижает эту поправку примерно на 10%.

Искажения, вносимые радиацией, очень детально исследованы во французском радиозонде [23].

Экранирующая шахта термоприемника в радиозонде наряду с положительной ролью оказывает и вредное влияние. Она нагревается, и путем конвекции теплота от нее передается как воздуху, проходящему через шахту, так и самому термометру. Получаемый радиационно-конвективный эффект ввиду большой сложности условий может быть исследован только экспериментально.

Определение поправок к показаниям термоприемника весьма осложняется тем, что к радиационно-конвективной ошибке прибавляется еще ошибка от прямого попадания солнечных лучей на термоприемник при высоком стоянии солнца или при раскачивании радиозонда, которые отмечались и в стратосфере до уровня 30 км. Лабораторным путем можно получить представление только о верхнем пределе значений этого рода ошибок. Для французского радиозонда рекомендуется при высотах от 0 до 27 км для сезона сентябрь — апрель вводить группу радиационных поправок от $-0,1$ до $-6^{\circ},8$, а для сезона май — август — от $-1,4$ до $-19^{\circ},8$ С. Последние поправки, являющиеся максимальными, представляют суммы поправок радиационно-конвективных и чисто радиационных. Последние получены лабораторным путем при перманентной радиации определенного напряжения, исправленной на возрастание интенсивности солнечной радиации с высотой. Максимальные поправки оправдываются только при небольшой высоте Солнца и самых больших возможных раскачиваниях радиозонда.

Тот же автор в другой работе [24] сообщает, что он и Скрейз, исследуя разными методами, первый — французский, а второй — английский радиозонд, пришли к согласному заключению о влиянии защиты от радиации и о законах возрастания «радиационно-конвективных» ошибок. На основании полученных данных автор приходит к радикальному выводу о целесообразности полного устранения защиты от радиации при условии покрытия биметаллических пластин термометра белой краской. Это особенно рационально для французского радиозонда, в котором теплоемкость защиты вместе с шасси для ее крепления в 5—10 раз превосходит теплоемкость соответствующих элементов в английском радиозонде. Такой вывод подтвержден экспериментальными сравнениями одновременных показаний двух термометров при подъеме их на одном и том же радиозонде. Один из этих термометров помещался в нормальной защите, а второй (белый) без какой-либо защиты.

Из температурных разрезов атмосферы, полученных при подъеме такого рода пары термометров, найдено, что:

1. Белый незащищенный термометр показывает всегда такую же (или более низкую) температуру, как и нормальный термометр в защите. В тропосфере разность показаний пренебрежимо мала, а затем она возрастает, достигая на высоте 20 км 1° С.

2. Постоянная времени у незащищенного термометра в общих чертах вдвое меньше, чем у нормального. Это наглядно проявляется при подъемах и спусках на привязном аэростате: незащищенный термометр, в отличие от нормального, показывает на одном и том же уровне одинаковую температуру.

В японском радиозонде [17] биметаллический термометрический элемент из цилиндрической плоскости (латунь — инвар) толщиной 0,25 мм помещается в прямоугольной шахте из белой бумаги, как и в американском радиозонде. Защита от радиации служит вместе с тем и для усиления вентиляции. Известен крайний случай, когда радиационная ошибка у одного радиозонда, находившегося на высоте 24 км в течение нескольких часов, достигла 40° С при высоте Солнца около 40° . Японский радиозонд исследовался в аэродинамической трубе, и в упрощенном теоретическом обосновании экспериментов принимается, что

$$\Delta T = T - \theta \sim p r^{-n}, \quad (2)$$

где T — температура термоприемника;

θ — температура воздуха;

p — давление;

r — плотность воздуха;

n — некоторое число, зависящее от скорости подъема радиозонда.

Измерения производились в условиях, соответствующих высотам Солнца 25, 40, 55 и 75°. Температура биметаллической пластинки измерялась мостиком с термисторами с точностью $\pm 0,01^\circ \text{C}$. Параллельно исследовались финский и американский радиозонды. Радиационные ошибки у японского радиозонда оказались меньшими, чем у последних двух. Одновременно оказалось, что радиационные поправки радиозонда Бюро погоды США больше, чем установленные для него американскими исследователями.

В цитированных выше работах рекомендации средств к ослаблению радиационных ошибок сводятся, как мы видели, к тем или иным мерам, связанным с конфигурацией или отражательными и рассеивающими свойствами экранирующей шахты радиозонда. В одной из работ [25] обосновывается метод устранения влияния радиационных эффектов на измерения температуры воздуха, заключающийся в применении термометрических элементов из тонкой блестящей проволоки. Для радиозонда применяется проволока из белого золота, прочность которой на разрыв такая же, как у стали. Толщина проволоки — около 0,1 мм. В работе описаны разные варианты конструкции термометрического элемента из этой проволоки.

Следует отметить, что «безрадиационные» свойства тонкой блестящей платиновой проволоки были широко использованы в ряде советских работ [1] еще в 30-х годах. В частности, в 1933 г. для регистрации температуры воздуха в полете стратостата в термометре сопротивления был применен термоприемник из тонкой платиновой проволоки без какой-либо экранирующей защиты. Тогда же В. Д. Третьяков [12] для полного исключения радиационного эффекта в термографе для стратостата применил впервые два включавшихся сразу один вслед за другим термоприемника из платиновой проволоки разных толщин. В работе И. Г. Гутермана [2] такой метод исключения радиационной ошибки приписан ошибочно Брезефильду.

Более тщательное исследование радиационной ошибки термометрического элемента из тонкой платиновой проволоки приведено в работе В. Г. Кастрова и Г. П. Фарапонова [5]. Лабораторные исследования, проведенные в 1954 г. в ЦАО, показали, что блестящая платиновая проволока толщиной 20 мк, служившая чувствительным элементом термометра сопротивления, под действием радиации от прожектора с лампой накаливания испытывала заметный перегрев по отношению к температуре окружающего воздуха. Напряжение радиации было $1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$. Перегрев, наблюдавшийся и при вентиляции со скоростями до 0,5 м/сек, зависел от положения платиновой проволоки относительно оправы, в которой она была закреплена, а также от конфигурации и массы оправы. Если последнюю экранировали от радиации, то проволока, изолированная от постороннего притока тепла, показывала перегрев на $0,09^\circ \text{C}$, что совпадало с теоретически вычисленной величиной. Перегрев платиновой проволоки по отношению к теоретически вычисленной величине должен быть почти целиком отнесен за счет передачи тепла от перегретой рамки через воздух.

Для сведения к минимуму этого перегрева необходим поэтому самый тщательный выбор способа крепления платиновой нити на ажурной оправе.

Инерционные ошибки радиозонда. Искажениям, вносимым инерцией термометра при измерениях в условиях меняющейся температуры, посвящено очень много исследований. Вытекающая из условий теплообмена между термометром и окружающей средой классическая формула Хергесселя

$$\theta - T = (\theta - T_0) e^{-\frac{t}{\alpha}},$$

(где θ — постоянная температура среды;
 T и T_0 — температуры, показываемые термометром соответственно в данный и в начальный момент времени;
 α — коэффициент инерции термометра)

вошла в основные руководства. Она может быть использована как база для оценки поведения термометра с определенным коэффициентом инерции в определенном нестационарном температурном поле, а равно для определения коэффициента инерции термометра, при котором расхождения между его показанием в данный момент и некоторым осредненным значением температуры среды не будут превосходить заданной величины. Примеры такого рода расчетов можно найти в работе В. Н. Кедрованского и М. С. Стернзата [7, стр 14]. Не входя в дальнейшее рассмотрение этого основательно разработанного вопроса, остановимся только на некоторых его деталях, затрагиваемых в последние годы.

Прежде всего, в отличие от обычного метода анализа погрешностей аэрологических термометров, в работе Л. Г. Качурина [6] рассматривается еще инерция термометра, связанная с радиационными характеристиками термометрической системы и окружающей ее среды. Радиационный теплообмен термометра со средой характеризуется величиной радиационного баланса поверхности термометра. Это позволяет выделять радиационный перегрев термометра, радиационную и кинетическую его инерционности и оценивать их взаимное соотношение в разных случаях. Выводится общая формула для $T - \theta$:

$$T - \theta = \left(T_0 - \theta_0 - \frac{S' \alpha}{mc} R_0 + \gamma \alpha \frac{S \alpha^2}{mc} \beta \right) e^{-\frac{\tau}{\alpha}} + \frac{S \alpha}{mc} R - \gamma \alpha - \frac{S' \alpha^2}{mc} \beta, \quad (3)$$

где θ — температура воздуха;
 T — температура термометрического тела, масса которого m и теплоемкость c ;
 S — площадь соприкосновения его с воздухом;
 R — радиационный баланс поверхности термометра, отнесенный к единице поверхности и единице времени;
 S' — площадь поверхности термометра, для которой радиационный баланс существенно отличен от нуля;
 α — коэффициент кинетической инерции термометра.

Принимается, что θ и R меняются во времени линейно, т. е. что $\theta = \gamma \tau$ и $R = \beta \tau$, где τ — текущее время, а α и S' постоянны. Если $\tau \gg \alpha$, то из формулы (3) получаем:

$$T - \theta = \frac{S' \alpha}{mc} R - \frac{S' \alpha^2}{mc} \beta - \gamma \alpha. \quad (4)$$

В правой части выражения (4) три члена выражают последовательно радиационный перегрев, радиационную инерцию и кинетическую инерцию. Из имеющегося для этого случая реального примерного расчета видно [6], что радиационная инерция для обычных метеорологических приборов, как правило, может не учитываться, но что она быстро возрастает с увеличением α . Рассмотрен также случай, когда после длительного подъема в облаке радиозонд выходит из него и продолжает подъем. Показано, что если при этом не учитывать погрешностей, вызываемых радиационной и кинетической инерционностями, то можно прийти к выводу о наличии над облаком довольно глубокой температурной инверсии, когда в действительности она отсутствует.

Из вида соотношений, служащих для определения радиационной и инерционной ошибок радиозонда, видно, что эти ошибки в той или иной степени зависят, в частности, от одних и тех же определяющих факторов (массы и конфигурации термоприемника, скорости подъема радиозонда, плотности воздуха). Более того, из упомянутых ранее исследований [1, 25] видно, что наиболее простым и наиболее радикальным способом избавиться

от ошибок того и другого рода является применение в обоих случаях термоприемника из очень тонкой блестящей проволоки. Практически эффективным методом снижения тех и других ошибок является увеличение скорости обдува термоприемника, что было успешно применено П. А. Молчановым еще в 1933 г. при оборудовании стратостата СССР-1. Любопытно предложение [22] помещать внутри шахты радиозонда «кольцо турбулентности» из тонкой проволоки для усиления турбулентности, что приводит к уменьшению коэффициента инерции термоприемника. Представляется также возможность [18] взаимно компенсировать инерционную и радиационную поправки на температуру при соответствующем выборе скорости вентиляции термометрического элемента. Расчеты показывают, что при отрицательном температурном градиенте, т. е. при росте температуры с высотой, возможна полная взаимная компенсация температурных поправок в немецком радиозонде.

В указанной работе [18] выводятся также некоторые закономерности, имеющие общий характер, но относятся они к системе радиозонда, применяемого в Западной Германии. Система состоит в основном из оболочки с водородом, к которой подвешен радиозонд, а между ними находится радарный рефлектор, изготовленный из алюминиевой фольги или металлической сетки. Численные значения α для этого радиозонда на разных высотах при его подъеме и спуске даны в табл. 4.

Приведем еще данные об инерционной и радиационной ошибках американского радиозонда с термистром в виде стерженька [14].

В тривиальном соотношении для определения коэффициента инерции α термометра, имеющем вид

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{\alpha} (T_e - T),$$

принимается, что α не зависит ни от времени t , ни от температуры термометра T . Чтобы это допущение могло быть принято, α определялось в лабораторных условиях при изменениях температуры T_e окружающей среды от 100 до 10° С, когда можно было считать, что распределение температуры внутри термистора сохраняется одинаковым при всех испытаниях. Исходя из теории размерностей, автор после ряда упрощений приходит к формуле

$$\frac{\alpha V K_s}{L K_a} = F(R_e), \quad (5)$$

где V — скорость вентиляции;

L — диаметр термистора;

K_s и K_a — коэффициенты теплопроводности соответственно термометра и воздуха;

F — некоторая неизвестная функция от числа Рейнольдса R_e .

Таблица 4

Величина коэффициента инерции α
на разных уровнях при подъеме
и спуске немецкого радиозонда

(в секундах)

	Высота (мб)		
	1000	100	10
Подъем	5	11	38
Спуск	5	8	15

На основании лабораторных определений величин, стоящих в левой и правой части выражения (5), строятся графики, наглядно показывающие, что α , очень мало зависит от температуры в обычных условиях подъема радиозонда, сильно зависит от атмосферного давления. Так, на высоких точках подъема α в 10 раз превосходит значения вблизи поверхности земли. Однако ошибки в определении температуры радиозондом даже при $\alpha = 20$ сек доходят только примерно до $1/3^\circ \text{C}$. К тому же они могут быть вычислены на основании данных подъема радиозонда.

Гораздо сложнее определение поправок на радиационные ошибки. Для полного анализа этих ошибок необходимо знать интенсивность и спектральный состав падающей на термометр радиации, а также абсорбционность покрытия термоприемника как функцию от длины волны. Из ориентировочной таблицы, вычисленной для «нормальных» и экстремальных естественных условий, видно, что в данном радиозонде (диаметр цилиндрического термистора около 1 мм) α достигает у потолка 25 сек, а радиационная ошибка доходит до нескольких (10) градусов.

Наряду с некоторыми другими мероприятиями, которые могли бы облегчить определение радиационной ошибки, рекомендуется придать термоприемнику сферическую форму.

О ряде весьма существенных работ по учету и снижению радиационных и инерционных ошибок советских радиозондов и по совершенствованию аэрологических методов вообще сообщил В. Д. Решетов [10, стр. 27] в обзорном докладе на юбилейной сессии ученого совета ЦАО.

Указанные выше работы, относящиеся к исследованиям советских и некоторых зарубежных радиозондов, носят довольно пестрый характер. Они позволяют все же сделать заключение, что ошибка до 9°C в показаниях температуры воздуха радиозондом, которая возможна по расчетам А. А. Шепелевского [13, стр. 40] и С. И. Соколова [11, стр. 3], не может считаться преувеличенной, пока коренным образом не изменен чувствительный элемент радиозонда, воспринимающий температуру.

Поступила 2/VII 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцман М. И. Основы методики аэрофизических измерений. Гостехиздат, 1950.
2. Гутерман И. Г. Систематические ошибки в измерениях температуры воздуха с помощью радиозонда. Труды Центр. аэрол. observ., № 12, 1953, 35—48.
3. Гутерман И. Г. Радиационная ошибка гребенчатого радиозонда (аэрологические наблюдения в день полного солнечного затмения 30 июня 1954 г.). Метеор. и гидрол., № 5, 1955, 49—52.
4. Зайчиков П. Ф., Марфенко О. В., Решетов В. Д. Методика введения радиационных поправок к показаниям температуры гребенчатого радиозонда РЗ-049. Методич. указания Центр. аэрол. observ., вып. 19, Гидрометеониздат, М., 1957.
5. Кастров В. Г., Фарапонова Г. П. Радиационные ошибки платинового термометра сопротивления. Труды Центр. аэрол. observ., вып. 16, 1956, 18—20.
6. Качурин Л. Г. О радиационной инерции аэрологических термометров. Метеорол. и гидрол., № 8, 1957, 57—60.
7. Кедров В. Н., Стернзат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометеониздат, Л., 1950.
8. Покровский В. Н., Шметер С. М. Радиационные ошибки гребенчатого радиозонда. Труды Центр. аэрол. observ., вып. 14, 1955, 32—43.
9. Решетов В. Д., Ефимов П. Л. Аэрологические наблюдения и исследования. Информ. сборн. № 3. Комитет по проведению МГГ. Гидрометеониздат, Л., 1957.
10. Решетов В. Д. Развитие методов и приборов для аэрологических наблюдений в ЦАО. Труды Центр. аэрол. observ., вып. 26, 1959.
11. Соколов С. И. Точность температурного зондирования атмосферы. Труды научно-исслед. учрежд. Гидрометслужбы, вып. 19, 1946.

12. Третьяков В. Д. К вопросу о методах измерения температуры воздуха в свободной атмосфере. Труды Всесоюз. конфер. по изуч. стратосферы. Изд. Акад. наук СССР, 1955.
13. Шепелевский А. А. Точность определения температуры в свободной атмосфере. Труды научно-исслед. учрежд. Гидрометслужбы, вып. 19, 1946.
14. Badgley Franklin J. Response of Radiosonde thermistors. Rev. Scient. Instrum., 28, № 12, 1957, 1079—1084.
15. Grober K. W. Der Strahlungsfehler der Radiosonde der DDR, Z. Meteorol, 7, № 10, 1953, 313—317.
16. Hawson C. L. Meteorological office practice for the application of radiation and lag corrections to temperatures measured by radiosonde IIB. Meteorol. Mag., 85, № 1, 005, 1956, 75—78.
17. Hayashi E., Sekigushi Y., Yada A. On solar radiation error and its correction of Japanese radiosonde. Geophys. Mag., 27, № 3, 1956, 361—374.
18. Hinzpeter Max. Physicalische Gegebenheiten der aerologische Meß technik. Meteorol. Rundschau, 9, № 3—4, 1956, 55—58.
19. Hooper A. H. Radio-sonde trials at Payerne, 1956. Meteorol. Mag., 86, № 1016, 1957, 33—36.
20. Lugeon Jean. World comparison of radiosondes. WMO Bulletin, 5, № 4, 1956, 157—158.
21. Malet L. M. Comparaison regionale des radiosondes. Bruxelles, 4/XI 1954—19/XI 1954. Publs. Inst. roy. météorol. Belgique, A, № 3, 1955, 96 p.
22. Misselwitz W. Beschreibung einer Vorrichtung zur Bestimmung des Trägheitsbeiwertes des Bimetalls der Lang- und Freiberg Sonde. Z. Meteorol., 9, № 9, 1955, 227—280.
23. Petit M. La correction des sondages de temperature. Effet radioconvectif dans la radiosonde française. J. scient. météorol., 5, № 20, 1953, 145—155.
24. Petit M. Emploi de thermometres bilames blancs sans paresoleil sur la radiosonde française. J. scient. météorol., 8, № 30, 1956, 47—53.
25. Piccard Jean, Larsen Harold, Blomstrand John. Thin wire thermometer for radiosondes. Rev. Scient. Instrum., 25, № 10, 1954, 959—963.
26. Satakopan V., Mull S. An analysis of the radiosonde comparison made at Payerne with 14 sonds in May—June 1956. Indian J. Meteorol. and Geophys, 8, № 4, 1957, 367—368.
27. Scrase F. J. Application of radiation and lag corrections to temperatures measured with the meteorological office radio-sonde. Meteorol. Mag., 85, № 1, 005, 1956, 65—75.
28. Väisälä Vilho. Radiation error of different radiosondes at Payerne, 1956. Geophysica. Meteorol., 6, № 1, 1957, 1—6.

Г. Н. ЯКОВЛЕВ

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ НА ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ

Снежный покров на дрейфующих льдах является одним из основных географических ландшафтов Центральной Арктики и играет важную роль в формировании различных гидрометеорологических процессов. В частности, теплообмен между океаном и атмосферой через ледяной покров зависит от наличия и характера залегающего на льду снежного покрова.

До настоящего времени снежный покров Центральной Арктики изучен слабо, и наши знания о нем пока ограничиваются лишь описаниями. Некоторые сведения о снежном покрове приводятся в материалах, собранных в 1937 г. дрейфующей станцией «Северный полюс-1» [4] и экспедицией на л/п «Г. Седов» в 1937—1940 гг. [2] в западной части Арктического бассейна. Интересные данные получены во время дрейфа станции «Северный полюс-2» (1950/51 г.), впервые проводившей наблюдения в восточной части Центральной Арктики. Позднее подобные исследования велись на дрейфующих станциях «Северный полюс-3» (1954/55 г.), «Северный полюс-4» (1954—1957 гг.) и «Северный полюс-5» (1955/56 г.). На последней станции впервые было выполнено несколько серий инструментальных определений теплофизических свойств снега.

ТОЛЩИНА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Поверхность дрейфующего ледяного покрова характеризуется довольно большим разнообразием форм рельефа различных размеров. Наиболее ровную поверхность имеют молодые льды. Многолетние ледяные поля, наоборот, отличаются сильно развитым рельефом (рис. 1); ледяные бугры чередуются со сравнительно ровными участками замерзших снежниц и возвышающимися между ними перешейками. Обычно ледяные поля окаймлены грядами торосов. Встречаются районы сплошной хаотической торосистости [9].

Из-за неровности рельефа снежный покров на ледяных полях залегает неравномерно. Как правило, с вершин ледяных бугров и торосов выпадающий снег сдувается первым же ветром и ледяная поверхность обнажается. На ровных участках многолетних полей снег обычно лежит слоем в 20—40 см. В понижениях рельефа толщина снежного покрова может достигать 60 см, а в сугробах, образовавшихся между близко расположенными буграми и торосами, 100—150 см. Таким образом, слой снега на поверхности ледяного поля бывает различной толщины и в «смягченной» форме отражает его рельеф (рис. 1).

Мощность снежного покрова на многолетних льдах значительно больше, чем на годовалых и молодых. Объясняется это большей неров-

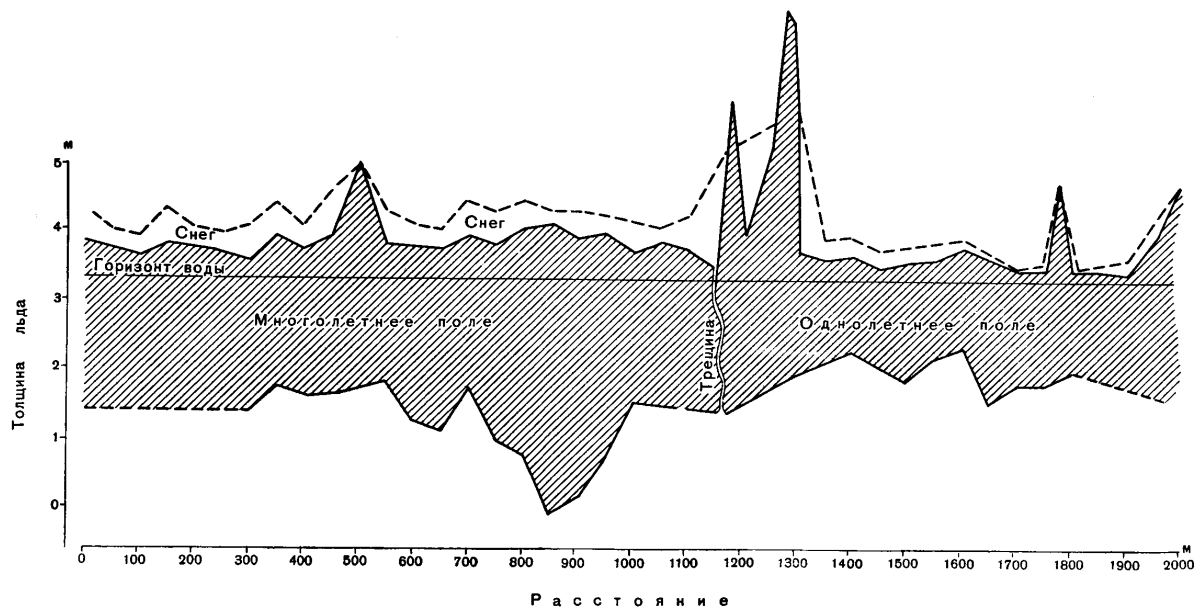


Рис. 1. Профиль ледяного поля

ностью многолетних полей, вследствие чего на них скапливается много снега, и более длительным периодом накопления снега.

В табл. 1 приведены данные о толщине снежного покрова на льдах различного возраста, полученные Высокоширотной воздушной экспедицией 1954 г. в районе 75° с. ш. и 182° в. д.

Таблица 1

Толщина снежного покрова

Характер ледяного покрова	Толщина льда (см)	Толщина снега (см)
Замерзшее разводье между старыми полями; лед ровный	130	8—11
Замерзшее разводье между полями; лед ровный; местами надвиги льда; посредине разводья проходит гряда торосов	115—120	На ровных местах 10—20 см; у торосов до 80 см
Старое многолетнее поле со средними формами рельефа (бугры до 1 м); отдельные холмы достигают 3 м	от 270 см на промерзших снежниках и выше	На буграх снега нет; на ровных местах 10—20 см, во впадинах 14—55 см; у торосов до 100 см
Старое многолетнее поле с сильно развитым рельефом; много сглаженных ледяных холмов и гряд высотой до 3 м	от 260 см на промерзших снежниках и выше	На буграх снега нет; на ровных местах 10—20 см; в понижениях рельефа до 40—50 см; у торосов и холмов до 150 см

На вершинах торосов и бугров, свободных от снега, находится разрушенный таянием, уплотненный зернистый слой льда — ледяной песок, который часто принимают за тонкий слой снега. Мощность этого слоя в зимнее время составляет 3—5 см, а в период таяния 5—10 см.

Выполненные во время дрейфа станции «Северный полюс-2» (1950 г.) на многолетнем поле снегомерные съемки показали следующие значения высоты снежного покрова:

	10 мая	1 июня	10 июня
Средняя	34 см	36 см	38 см
Максимальная	61 .	68 .	66 .
Минимальная	7 .	3 .	13 .

Характерной особенностью снежного покрова Центральной Арктики является незначительное изменение его толщины (табл. 2). Это объясняется тем, что в зимнее время выпадает мало осадков.¹ Основная масса твердых осадков приходится на осень и позднюю весну [5, 6, 7]. Несколько интенсивнее накапливается снег на молодых льдах. В 1955 г. на станции «Северный полюс-5» в районе термометрической площадки на молодом льду высота снега в декабре составляла 5 см, в январе она возросла до 10 см, а в феврале к моменту взлома достигла 20 см. Объяснить это можно тем, что при незначительных количествах твердых осадков, выпадающих в зимнее время на дрейфующих льдах Центральной Арктики, отмечается интенсивное перераспределение снега. Во время пурги переносятся огромные массы снега, часть которого задерживается на поверхности молодого льда, смоченной рассолом, и частично примерзает к нему. В дальнейшем процесс повторяется.

¹ Зимой наблюдаются два вида снежинок: шестилучевые (иногда трехлучевые) и реже снежные зерна, весной — в основном шестилучевые, а летом — снежные зерна.

Таблица 2

**Изменение средней высоты снежного покрова на многолетнем
дрейфующем льду по декадам
(в сантиметрах)**

	Май			Июнь			Июль			Август			Сентябрь			Октябрь		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Станция „Северный полюс-3“ 1954/55 г.	42	43	43	43	41	36	22	14	8	0	3	12	13	15	23	34	36	37
Станция „Северный полюс-4“ 1954/55 г.	23	23	23	20	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	10	15	16
Станция „Северный полюс-4“ 1955/56 г.	30	30	31	31	26	19	—	—	—	—	—	—	19	26	34	37	39	41
Станция „Северный полюс-5“ 1955/56 г.	—	—	—	32	32	30	24	—	—	—	22	27	—	—	17	25	29	34

Продолжение табл. 2

	Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Станция „Северный полюс-3“ 1954/55 г.	38	35	34	35	38	36	35	34	35	36	37	38	45	41	41	37	37	—
Станция „Северный полюс-4“ 1954/55 г.	18	20	25	27	28	28	28	27	28	28	28	28	28	28	28	—	22*	
Станция „Северный полюс-4“ 1955/56 г.	42	42	42	42	42	44	47	48	49	66	65	68	70	73	74	75	83	86
Станция „Северный полюс-5“ 1955/56 г.	36	35	35	37	38	40	42	48	45	47	49	47	48	48	47	47	47	49

* За третью декаду апреля 1954 г.

В накоплении снега на поверхности льда заметную роль играют также гидрометеоры. Изморозь и иней постоянно осаждаются на различных предметах и на поверхности снега, причем в отдельные дни слой инея достигает нескольких сантиметров.

ПЛОТНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Плотность снежного покрова колеблется в небольших пределах, за исключением свежеснежавшего снега [10]. Так, средняя плотность и высота снежного покрова на многолетнем льду в весенний период 1950 г. составляла:

	Средняя высота (см)	Средняя плотность
27 апреля	40	0,32
28 .	30	0,34
2 мая	31	0,31
5 .	42	0,34
15 .	37	0,24
17 .	34	0,28

28 .	29	0,32
31 .	39	0,35
3 июня	34	0,33
12 .	27	0,36 (снег влажный)
15 .	33	0,36 (снег сильно увлажнен)
17 .	28	0,38 (снег сильно увлажнен)

К концу периода таяния плотность снега увеличилась за счет его увлажнения.

То же подтверждают данные снегосъемок на станции «Северный полюс-3» в 1954 г. (табл. 3), причем плотность снега осенью, после установления нового снежного покрова, несколько ниже.

Высота и плотность снежного покрова

Таблица 3

Дата	Высота снежного покрова (см)			Плотность снежного покрова			Примечание
	максимальная	минимальная	средняя	максимальная	минимальная	средняя	
9/V	75	19	52	0,36	0,22	0,31	Снег плотный сухой; на льду слой фирнового снега от 4 до 10 см
8/VI	73	22	43	0,37	0,23	0,33	Снежный покров крупнозернистый с фирновым слоем 4—10 см; началось таяние снега
28/VI	59	13	29	0,42	0,26	0,34	Снег рыхлый, сырой; фирновой слой сохраняется
30/IX	54	11	28	0,29	0,17	0,23	Снежный покров рыхлый, крупнозернистый

Наблюдения над плотностью снега, выполненные в 1950/51 г. на опытных термометрических площадках, приведены в табл. 4.

Как показали наблюдения, снежный покров в основном состоял из трех слоев. В нижнем слое залегал зернистый снег, плотность которого было трудно определить из-за его сыпучести. Зерна этого снега преимущественно имели форму шестигранных пирамид. В нижних горизонтах располагались наиболее крупные кристаллы, кверху размеры их постепенно убывали. К. И. Чуканин обнаружил интересное явление перекристаллизации снега в нижних слоях, связанное с процессами сублимации. На нижней поверхности снежного свода, образовавшегося над старой замерзшей трещиной, наблюдались крупные кристаллы снега в виде шестиугольников. Так как верхний разрушенный слой льда мало отличался от нижнего слоя зернистого снега, то отчетливой границы между снегом и льдом не прослеживалось. Средний слой — это старый слежавшийся и уплотненный снег, выдерживавший тяжесть человека. Верхний слой состоял из слегка уплотненного переметенного снега, покрытого в некоторых местах тонким слоем свежеснежавшего снега. Максимальная плотность снега отмечена в среднем слое (табл. 5).

Таблица 4

Плотность снежного покрова

Дата	Плотность снега	Средняя высота снежного покрова (см)	Характеристика снега
------	-----------------	--------------------------------------	----------------------

Термометрическая площадка № 2

6/V	0,29	89	В сугробе три слоя: верхний — уплотненный, состоит из обломанных снежинок; средний — более плотный, слежавшийся; нижний — зернистый, сыпучий
18/V	0,29	54	Верхний слой неслежавшийся, свежепереметанный из обломков снежинок; средний — плотный, слежавшийся; нижний — зернистый, сыпучий
3/VI	0,36	52	Сверху пушистый снег толщиной 0,5 см
12/VI	0,41	56	Снег тает, слегка пропитан талой водой
22/VI	0,46	50	Снег тает, пропитан водой; снизу слой воды 23 см; высота капиллярного поднятия воды 5 см
3/VII	0,34	29	Вода стекает, снег осушается, высота воды 6 см, нижний слой снега смочен водой капиллярного поднятия

Термометрическая площадка № 3

17/XII	0,34	14	Два слоя снега: в верхнем — снег уплотненный, в нижнем — зернистый, сыпучий
30/XII	0,33	16	То же
15/I	0,32	17	»
30/I	0,36	27	»
16/II	0,38	16	Сверху свежепереметанный, плотный снег; снизу зернистый, сыпучий
24/III	0,33	20	То же
31/III	0,33	15	»

Термометрическая площадка № 4

28/III	0,22	2—4	Плотность верхнего слоя льда шестоватого строения
29/III	0,33	13	В верхнем слое снег плотный, переметанный, в нижнем — зернистый

Таблица 5

Послойная плотность снега на многолетнем льду в 1950 г.

Слой	28 апреля		19 мая		26 мая	
	толщина слоя (см)	плотность	толщина слоя (см)	плотность	толщина слоя (см)	плотность
Верхний	20,0	0,31	9,0	0,30	8,5	0,27
Средний	6,0	0,43	5,0	0,44	2,7	0,45
Нижний	—	—	11,0	0,38	12,0	0,28

ПОЯВЛЕНИЕ И СХОД СНЕЖНОГО ПОКРОВА

В силу неравномерности залегания снега на дрейфующем льду даты его появления и схода довольно условны, так как на различных участках ледяного покрова эти процессы начинаются в разное время. Как видно из табл. 6, начало устойчивого таяния, как правило, приходится на первую половину июня, за исключением 1938 г. (ранние сроки) и 1955 г. (очень поздние). Обычно таяние начинается на южных склонах торосов и ледяных бугров, где угол падения солнечных лучей больше, чем на горизонтальной поверхности. Затем снег начинает сходить на ровных местах. Так, в 1939 г. таяние на южных склонах началось на 20 дней раньше, чем на ровной поверхности [2].

Следует различать два периода таяния снега. В первый период оно начинается еще при отрицательных температурах воздуха (-10 , -15°) благодаря увеличению прихода тепла солнечной радиации. При подтаивании снега уменьшается альbedo поверхностного слоя и увеличивается поглощение солнечной радиации, а следовательно, и интенсивность таяния. Наиболее заметно таяние в полуденные часы ясных дней, в пасмурные дни оно прекращается.

Устойчивое таяние наступает при повышении температуры воздуха, когда наряду с солнечной радиацией начинает действовать и тепло, поступающее из воздуха за счет турбулентной диффузии. В летний период температура воздуха на дрейфующем льду колеблется около нуля. Очевидно, что для таяния снега тепло воздуха по сравнению с солнечной радиацией играет второстепенную роль. С увеличением прихода солнечной радиации на поверхности снега образуется наст.

С началом таяния снег темнеет, оседает и постепенно пропитывается водой. На его поверхности развивается микрорельеф, и она становится поздраватой, заструги исчезают. По наблюдениям с 11 по 14 июня 1950 г. снег осел на 8 см. Разрушению снега способствуют частые дожди. В пониженных местах образуются снежницы, с течением времени увеличивающиеся в размерах. Площадь, занятая снегом, постепенно уменьшается.

Ранее существовало мнение, что на дрейфующих льдах снег за теплый период стаивает полностью. Однако уже наблюдения 1950 г. показали, что таяние на сравнительно ровных участках многолетнего поля заканчивается только 7 июля, в низинах — в конце июля, а на отдельных участках, в местах прежних сугробов и у оснований торосов, следы снега сохраняются до осени. Это же подтверждается наблюдениями и других дрейфующих станций. Например, на станции «Северный полюс-4» в 1954/55 г. [3] снег не растаял только у одной рейки (из десяти), расположенной на склоне тороса (из 58 см снега стояло 52 см). На станции «Северный полюс-3», дрейфовавшей в приполюсном районе, отмечено [8], что снежный покров местами стаивает не полностью (за сезон в среднем стаивает 43 см, при скорости стаивания 0,54 см/сутки). На станции «Северный полюс-2» средняя скорость таяния снега составляла 0,6 см/сутки.

Из-за отдельных снегопадов и похолоданий в период таяния срок окончательного схода снега затягивается. С 26 по 29 июня 1950 г. из-за снегопада даже на ровных участках скопился слой снега толщиной 7—8 см. В дальнейшем периоды потепления чередовались с периодами похолодания и снег то появлялся, то исчезал. Новый снежный покров образовался 10 августа.

Снежный покров оказывает существенное влияние на таяние льда. На различных участках ледяного поля в зависимости от толщины снежного покрова лед начинает таять в разное время. Мощный снежный покров задерживает таяние льда почти на месяц. Интенсивное таяние снега начинается с середины июня, а льда — только в июле (рис. 2). На

Таблица 6

Даты схода и установления снежного покрова

Год	Район	Появление признаков таяния на склонах торосов	Начало устойчивого таяния на торосах	Начало таяния на ровных местах	Начало устойчивого таяния	Образование снежниц	Начало стока воды из снежниц	Сход снежного покрова	Установление снежного покрова
1937	86—89° с. ш., 286—358° в. д.	—	—	—	11/VI	—	—	20/VII	Конец августа
1938	78—83° с. ш., 158—138° в. д.	—	—	25—30/IV	16/V	6/VI	20/VI	11/VI	30/VIII
1939	86—87° с. ш., 107—45° в. д.	I декада мая	20/V	конец мая	5/VI	30/VI	—	—	Начало августа
1950/51	76—82° с. ш., 193—196° в. д.	—	—	14/V	12/VI	16/VI	10/VII	7/VII	10/VIII
1954/55	96—90° с. ш., 182—336° в. д.	—	конец мая	26—29/V	3—6/VI	1/VII	—	6—21/VIII	Конец августа
1954/55	76—81° с. ш., 181—182° в. д.	—	—	—	2—4/VI	—	—	11/VII—16/VIII	22—31/VIII
1955/56	81—87° с. ш., 182—183° в. д.	—	—	—	середина июня	—	—	начало июня	Конец августа
1955/56	82—86° с. ш., 89—157° в. д.	—	—	—	начало июля	—	—	—	Начало августа

бесснежном льду таяние начинается одновременно с таянием снега на других участках, поэтому к началу таяния льда на участке с мощным снежным покровом на обнаженной поверхности успевает стать 25 см льда.

Рассмотрим характер распределения снега на поверхности покрытых наслудом снежниц по наблюдениям 1950 г. Первое образование тонкого льда на снежницах было отмечено 23 июля. К концу таяния снежницы приобрели форму чаш с загнутыми внутрь краями, берега которых возвышались на 0,3—0,5 м над покрывавшим их льдом. Снег в основном скапливался у берегов [9], сглаживая разницу высот (рис. 3). В центре снежниц снег сдувался и в виде круглого серого пятна обнажался лед. При дальнейших снегопадах площадь этих пятен уменьшалась, и к середине сентября их уже окончательно занесло снегом.

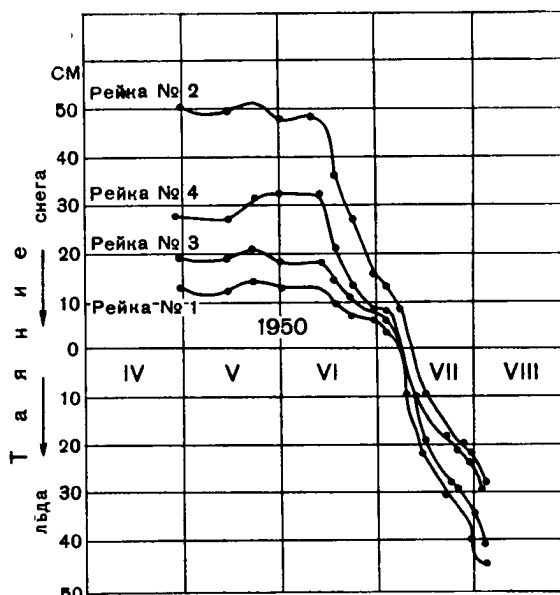


Рис. 2. График стаивания снега и льда.

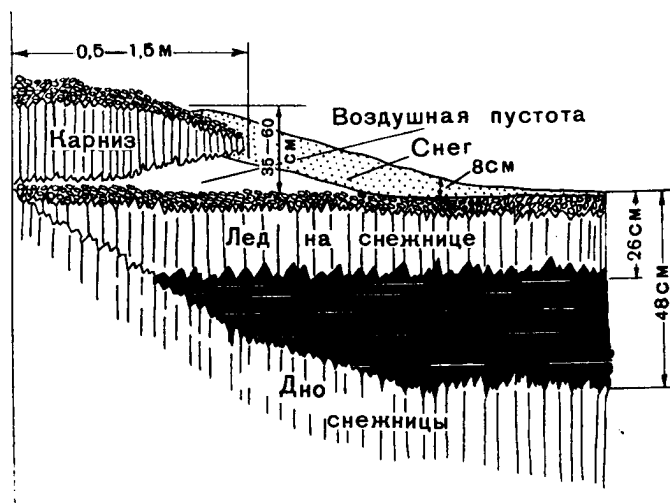


Рис. 3. Разрез у берега снежницы (21 сентября).

К концу этого месяца все неровности сгладились и ледяное поле приобрело обычный зимний вид. На фоне белой поверхности лишь кое-где выделялись светло-серые ледяные бугры и торосы.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЛЬДА И ТЕПЛООБМЕН

Вследствие небольшой теплопроводности и значительной излучательной способности снежного покрова последний оказывает суще-

ственное влияние на формирование температурного режима льда и процессы теплообмена океана с атмосферой через ледяной покров.

Теплообмен в снежном покрове из-за его незначительной теплопроводности (почти в 10 раз меньшей, чем у льда) происходит замедленно, что создает в толще снега большой температурный градиент. В декабре 1950 г. среднемесячная температура поверхности снега составляла $-30^{\circ},5$, а на глубине 25 см только $-17^{\circ},2$ [10].

Теплофизические свойства снега в Арктике изучены недостаточно. Первые определения теплопроводности и температуропроводности снега были выполнены на дрейфующей станции «Северный полюс-5» в 1955/56 г., а затем на станции «Северный полюс-4» и в бухте Тихой в 1956/57 г. Средние значения теплопроводности λ и температуропроводности k , по данным инструментальных определений, на станции «Северный полюс-5» [1] оказались следующими:

$$\lambda = 7,28 \cdot 10^{-4} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}, \quad k = 3,60 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}.$$

Колебания температуры нижнего слоя воздуха вызывают незначительные, но быстро убывающие с глубиной колебания температуры снега. Охлаждение передается нижележащим слоям медленно, в результате чего поверхность снега усиленно выхолаживается. Большая разность температур обуславливает сложные процессы передвижения влаги внутри снега и связанную с ними его перекристаллизацию в различных слоях. Характеристика теплоизолирующего влияния снега на распределение температур в толще многолетнего ледяного поля приведена в табл. 7.

В табл. 8 по данным 1950/51 г. указаны разности температур на отдельных горизонтах бесснежного льда и льда со снежным покровом.

В мае на горизонтах 1 и 2 м разность температур составляла $4^{\circ},6$, а на поверхности в связи с повышением температуры воздуха температура бесснежного льда возросла и почти сравнялась с температурой льда, покрытого снегом. В июне разница в температурах сгладилась, а на поверхности температура бесснежного льда даже возросла до нулевых значений, тогда как поверхность льда, покрытого снегом, сохраняла еще отрицательную температуру. В июле снег стоял и разности температур в толще льда сгладились. В сентябре, с установлением нового снежного покрова, в поверхностных слоях опять возникла разность температур порядка 2° ; бесснежный лед начал быстрее выхолаживаться с поверхности, хотя на глубине еще сохранялись одинаковые температуры. В октябре разности температур возросли уже до глубины 1 м. Начиная с ноября, разница температур уже отмечалась на всех горизонтах и, постепенно возрастая, достигла максимальных значений в январе.

Сравнение термоизоплет, построенных по наблюдениям 1950/51 г. [10, рис. 9 и 10] показывает, что общий характер температурного режима обоих видов льда аналогичен. Различие заключается в более высоких температурах и меньших колебаниях температуры на одних и тех же горизонтах льда, покрытого снегом.

Но, кроме этого, изолирующее влияние снега сказывается в том, что промерзание и выхолаживание нижних слоев льда, покрытого снегом, затягивается до декабря. У бесснежного льда такой переход на зимний режим начинается с конца октября.

Эти различия в температурном режиме обоих видов льда влекут за собой различия в прочности льда, скорости его нарастания и сказываются на характере различных термохимических и кристаллизационных процессов. В бесснежном льду они развиваются интенсивнее и все следствия их сказываются гораздо резче. Термические трещины, покрывающие ледяное поле, также являются следствием температурных деформаций, которым наиболее подвержен бесснежный лед.

Таблица 7

Среднемесячные температуры льда, покрытого (числитель)
и непокрытого (знаменатель) снегом в 1950/51 г.

Горизонт	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь
Поверхность снега	—	—	—	—	—	—	—24°,7	—30°,5	—31°,4
20 см	—8°,6	—0°,3	—	—	—	—	—	—	—
25 .	—	—	—	—	—	—	—15,0	—17,2	—19,7
40 .	—8,3	—1,3	—	—	—	—	—	—	—
50 .	—8,2	—	—	—	—	—	—	—	—
60 .	—7,4	—	—	—	—	—	—	—	—
	—7,1	—1,6	—0,0	—0,5	—5,0	—	—12,4	—14,7	—17,1
Поверхность льда	—8,9	—0,0	—0,0	—0,7	—6,7	—14,5	—26,9	—34,3	—37,9
5 см	—7,5	—2,1	0,0	—0,4	—4,7	—10,5	—11,1	—13,7	—16,2
	—9,7	—1,3	0,0	—0,6	—5,9	—13,1	—25,3	—33,1	—36,5
20 .	—7,0	—2,1	0,6	—0,2	—3,7	—9,1	—7,0	—11,0	—14,4
	—10,0	—1,1	—0,1	—0,5	—4,7	—10,9	—21,9	—30,4	—33,6
40 .	—6,8	—2,3	—0,2	—0,6	—2,4	—7,5	—4,4	—9,0	—13,3
	—10,2	—1,8	—0,2	—0,3	—3,5	—8,8	—18,8	—26,7	—29,7
60 .	—	—	—0,3	—1,2	—1,6	—2,6	—3,0	—7,8	—12,2
	—10,5	—2,5	—0,4	—0,2	—2,7	—7,0	—16,1	—23,3	—26,6
100 .	—5,8	—2,8	—0,5	1,2	—1,4	—1,7	—1,6	—6,3	—9,9
	—10,3	—3,6	—0,7	—0,4	—1,5	—4,1	—11,8	—17,3	—20,5

Разности температур льда, покрытого и непокрытого снегом

Таблица 8

Горизонт (м)	Май	Июнь	Июль	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь
Поверхность	1°8	—1°6	0°0	1°7	3°4	14°5	19°7	20°8
1	4,6	0,8	0,2	0,2	2,4	10,2	11,0	10,5
2	4,6	2,0	0,0	0,3	0,2	3,5	7,1	8,6

Неравномерное залегание снега на дрейфующих льдах создает разницу температур на одних и тех же горизонтах в различных местах ледяного поля. Поэтому вопрос о распространении тепловых потоков в ледяном покрове следует решать как трехразмерную задачу, поскольку, кроме вертикального теплового потока, существуют и горизонтальные составляющие, которые стремятся выравнять различие в вертикальной стратификации температур на соседних участках льда, покрытых слоем снега разной толщины.

Влияние снежного покрова на теплообмен между океаном и атмосферой через ледяной покров сказывается, в первую очередь, на уменьшении интенсивности тепловых потоков через лед. Известно, что снежный покров высотой 15 см на 10-сантиметровом льду уменьшает тепловой поток более чем в 10 раз по сравнению с бесснежным льдом той же толщины. При увеличении толщины льда влияние снега уменьшается, и для льда большой мощности его роль становится малозначительной. Наблюдения дрейфующей станции «Северный полюс-5» показали, что температура поверхности снега толщиной 5 см на молодом льду оказалась выше температуры снега толщиной 32 см на многолетнем льду. Такая неоднородность температурных режимов на поверхности снега, естественно, вызывает различие в турбулентном и лучистом теплообмене подстилающей поверхности. Имеющиеся единичные примеры влияния снежного покрова на температурный режим льда и теплообмен не позволяют установить зависимость этих процессов от характеристик снежного покрова. Для решения этого вопроса необходимы специальные исследования на дрейфующих льдах.

Поступила 13/II 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беспалов Д. А. О теплообмене между атмосферой и океаном в Центральной Арктике. Труды Аркт. инст. и Главн. геофиз. обсерв., т. 226, 1959.
2. Буйницкий В. Х. Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне. Труды дрейф. экспед. Главсевморпути на л/п «Г. Седов», т. IV, изд. Аркт. инст., 1951.
3. Демьянов Н. И. Ледовые наблюдения на дрейфующей станции «Северный полюс-4». Матер. набл. научно-исслед. дрейф. станций «Северный полюс-3» и «Северный полюс-4» 1954/55 г., т. I, изд. Аркт. инст., 1957.
4. Федоров Е. К. Метеорологические приборы и наблюдения. Труды дрейф. станции «Северный полюс». Изд. Аркт. инст., 1941—1945.
5. Федякова П. Д. Метеорологические наблюдения. Матер. набл. научно-исслед. дрейф. станции «Северный полюс-3» и «Северный полюс-4» 1954/55 г., т. III, изд. Аркт. инст., 1956.
6. Федякова П. Д. Метеорологические наблюдения. Результаты научно-исслед. работ дрейф. станций «Северный полюс-4» и «Северный полюс-5» 1955/56 г., т. III, изд. Аркт. инст., 1958.
7. Чуканин К. И. Метеорологические наблюдения. Матер. набл. научно-исслед. дрейф. станции 1950/51 г., т. III, изд. Аркт. инст., 1954.
8. Шамонтьев В. А. Ледовые наблюдения дрейфующей станции «Северный полюс-3». Матер. набл. научно-исслед. дрейф. станций «Северный полюс-3» и «Северный полюс-4» 1954/55 г., т. I, изд. Аркт. инст., 1957.
9. Яковлев Г. Н. Визуальные наблюдения над состоянием ледяного покрова. Матер. набл. научно-исслед. дрейф. станции 1950/51 г., т. II, изд. Аркт. инст., 1955.
10. Яковлев Г. Н. Температурный режим ледяного покрова. Матер. набл. научно-исслед. дрейф. станции 1950/51 г., т. II, изд. Аркт. инст., 1955.

Г. В. МОЛОЧНОВ, Н. В. ЧЕРЕПАНОВ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ДИПОЛЬНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТОЛЩИНЫ МОРСКОГО ЛЬДА

За последние годы было предпринято несколько попыток разработки физических методов и создания соответствующей аппаратуры для определения толщин льда без бурения. Для этой цели применялся емкостной [3], сейсмический и ультразвуковой [2] методы определения толщин

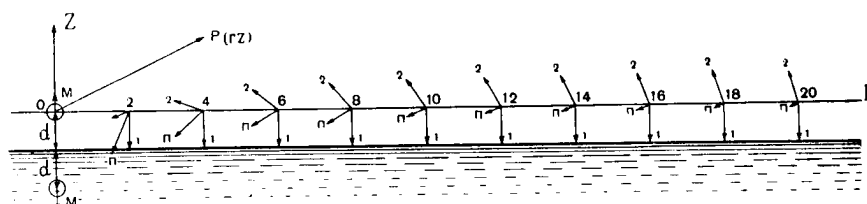


Рис. 1. Положение составляющих и полного вектора магнитного поля вертикального магнитного диполя над проводящей средой.
1 — первичное поле; 2 — поле вихревых токов; п — полное поле.

льда. Однако по ряду причин ни один из этих методов не нашел практического применения. Одним из авторов настоящей статьи предложен дипольный электромагнитный метод определения глубины залегания проводящего слоя¹ [4].

Сущность метода применительно к данной задаче заключается в следующем. На поверхности льда устанавливается в горизонтальном положении рамка диаметром a с некоторым числом N витков изолированного провода. Рамка подключается к генератору переменного тока определенной частоты f . При этом вокруг рамки создается электромагнитное поле, которое на расстоянии $r \gg a$ эквивалентно полю вертикального магнитного диполя. Под действием этого поля в морской воде, являющейся хорошим проводником, возникают вихревые токи, которые, в свою очередь, создают магнитное поле. Структура последнего зависит от частоты. Частота выбирается достаточно высокой для того, чтобы длина электромагнитной волны в морской воде была меньше расстояния между генераторной и приемной рамками, и достаточно низкой, чтобы можно было пренебречь токами смещения во льду и в воздухе.

В этих условиях структура магнитного поля вихревых токов оказывается аналогичной полю рамки, являющейся зеркальным отражением относительно поверхности воды [1], как показано на рис. 1. Тогда суммарное магнитное поле в любой точке можно рассматривать как

¹ Г. В. Молочнов. Устройство для измерения толщины слоя. Авторское свидетельство № 115579 от 2 января 1958 г.

суперпозицию полей двух диполей — действительного и его изображения.

Расположим действительный диполь в начале цилиндрической системы координат r, z, φ на поверхности льда, ось z направим вертикально вверх по оси диполя. Толщину льда обозначим через d . При этом изображение диполя будет находиться в точке $z_0 = -2d$.

Известно, что потенциал магнитного диполя в точке $P(r, z)$, находящейся на расстоянии $\rho = \sqrt{r^2 + (z - z_0)^2}$ от него, определяется выражением

$$u = M \frac{z - z_0}{\rho^3},$$

где $M = \frac{ISN}{c}$ — момент диполя;

I — сила тока;

S — площадь рамки;

c — скорость света в пустоте.

Вычислив компоненты магнитного поля \vec{H} по формуле $\vec{H} = -\text{grad } u$, для точек на поверхности льда получим для действительного диполя

$$\left. \begin{aligned} H_{1z} &= -\frac{M}{r^3} \\ H_{1r} &= H_{1\varphi} = 0 \end{aligned} \right\}. \quad (1)$$

Направление вертикальной составляющей магнитного поля будет обратно направлению момента диполя.

От изображения диполя в тех же точках получим

$$\left. \begin{aligned} H_{2z} &= -\frac{M}{\rho^5} [2(2d)^2 - r^2] \\ H_{2r} &= -\frac{M}{\rho^5} 3r(2d) \\ H_{2\varphi} &= 0 \end{aligned} \right\}. \quad (2)$$

Направление вектора \vec{H}_2 на поверхности льда будет меняться с изменением r . Величину компонент суммарного поля получим, сложив выражение (1) и (2):

$$\left. \begin{aligned} H_z &= -\frac{M}{r^3} \left[1 + \frac{2\partial^2 - 1}{\sqrt{1 + \partial^2}} \right] \\ H_r &= -\frac{M}{r^3} \cdot \frac{3\partial}{\sqrt{1 + \partial^2}} \end{aligned} \right\}, \quad (3)$$

где $\partial = \frac{2d}{r}$.

Угол наклона вектора магнитного поля к горизонтальной плоскости определяется выражением

$$\alpha = \text{arctg} \frac{H_z}{H_r} = \text{arctg} \frac{\sqrt{1 + \partial^2} + 2\partial^2 - 1}{3\partial}. \quad (4)$$

На рис. 1 изображены поля \vec{H}_1 и \vec{H}_2 и суммарное поле $\vec{H} = \vec{H}_1 + \vec{H}_2$ при различных значениях $R = \frac{r}{d}$, причем в каждой точке принято $H_1 = 1$.

Из формулы (4) следует, что угол наклона вектора магнитного поля зависит только от ∂ . Поэтому, измерив α и зная r , легко найти интересующую нас толщину льда d .

В апреле — мае 1958 г. ледоисследовательским отрядом Высокоширотной воздушной экспедиции на дрейфующей станции «Северный полюс-6» были впервые проведены опытные работы по измерению толщины льда дипольным электромагнитным методом¹. Подобные работы имели основной целью апробирование самого метода в естественных условиях. Поскольку специальной аппаратуры для этого метода не было, нами использовалась имевшаяся стандартная аппаратура и простейшие устройства.

Вертикальный магнитный диполь имитировался круглой экранированной рамкой диаметром 34 см, состоящей из 12 витков изолированного провода. Рамка была закреплена на текстолитовой крышке деревянного столика высотой 55 см. На крышке были установлены два взаимно-перпендикулярных уровня, по которым производилась установка рамки в горизонтальное положение.

Как показано ранее [5], рамку такого размера можно считать за диполь уже на расстоянии $r \approx 1,5$ м. Рамка гибким коаксиальным проводом соединялась с генератором сигналов видеочастоты типа ГС-100И. Для получения максимального тока при заданном напряжении последовательно с рамкой включался конденсатор переменной емкости $C = 1000$ pF, а для измерения тока — миллиамперметр типа Т-20.

Резонансная частота контура могла меняться от 1000 до 200 кГц. Сила тока в рамке достигала 75 ма. Магнитный момент диполя при этом составлял $M \approx 82$ CGSM.

Приемная установка состояла из такой же рамки, как генераторная, из резонансного усилителя и лампового милливольтметра типа МВЛ-1. Приемная рамка также закреплялась на текстолитовой плите с выступающей осью, совпадающей с диаметром рамки. Вокруг этой оси рамка могла вращаться на 90°. На столике был неподвижно установлен транспортир, центр которого совпадал с центром оси рамки. На оси рамки жестко была укреплен стрелка, позволявшая производить отсчет углов по транспортиру с точностью до 0°,5. При горизонтальном положении рамки стрелка устанавливалась на 0°. Горизонтальное положение рамки контролировалось также двумя взаимно-перпендикулярными уровнями.

Рамка присоединялась к усилителю экранированным проводом. Коэффициент усиления на указанных частотах составлял около 2000. С усилителя сигнал подавался на ламповый милливольтметр.

Питание генератора, усилителя и милливольтметра осуществлялось одной электросиловой установкой мощностью 650 вт, при напряжении 127 в типа «Киев-2». Во время измерений эта установка располагалась на расстоянии 15—20 м от генераторной и приемной установок. Каждая из установок стояла на отдельных санках, которые передвигались от точки к точке вручную или трактором.

Как следует из теории метода [4], наиболее рациональным индикатором для измерения глубины залегания проводящего слоя, в данном случае толщины льда, является угол наклона вектора магнитного поля, создаваемого горизонтальной рамкой.

В соответствии с этим была разработана методика измерений. В точке наблюдения устанавливается в горизонтальном положении рамка, через витки которой пропускается переменный электрический ток определенной частоты, вырабатываемый генератором. На некотором, строго промеренном расстоянии от центра генераторной рамки устанавливается приемная рамка, которая может вращаться вокруг гори-

¹ В проведении полевых работ принимали участие сотрудники кафедры физики земной коры Ленинградского государственного университета Е. М. Линьков, Ю. В. Кедрин и сотрудники Арктического и антарктического института А. Н. Листов, Н. П. Алексеев и С. Е. Николаев.

зонтальной оси, совпадающей с ее диаметром. Эта ось должна быть перпендикулярна линии, проходящей через центры передающей и приемной рамок. Наведенная в приемной рамке э. д. с. усиливается усилителем и подается на индикатор. Во избежание приема возможных посторонних электромагнитных помех усилитель должен быть избирательным.

Для определения угла наклона вектора магнитного поля приемная рамка поворачивается вокруг оси до тех пор, пока индикатор поля отметит отсутствие (или минимальное значение) напряжения в рамке. Измеренный таким образом угол между плоскостью рамки и горизонтом и является углом наклона вектора магнитного поля к горизонтальной плоскости α .

При работе на дрейфующей станции настройка на минимальное значение сигнала при различной толщине льда была достаточно острой, так что ошибка в определении угла наклона не превышала $0^\circ,5$.

После измерения угла наклона α , по графику, построенному по формуле (4), определяется отношение $R = \frac{r}{D}$, где D — расстояние от плоскости рамки до воды. Поскольку r измеряется мерным шнуром, искомая величина D определяется по формуле $D = \frac{r}{R}$.

Для получения значения толщины льда d необходимо измерить расстояние от плоскости рамок до льда d_p и вычесть его из D , т. е. $d = D - d_p$. Величина d_p измеряется обычной снегомерной рейкой.

Первые измерения толщины льда проводились в одной точке на различных частотах и расстояниях между рамками. Это было необходимо для определения оптимальной частоты и разнота. Одновременно с измерением угла наклона определялось показание милливольтметра, соответствующее вертикальной составляющей магнитного поля H_z и минимальному значению H_{\min} при определении угла наклона.

Как видно из табл. 1, на всех указанных частотах получаются одни и те же значения угла и, следовательно, толщины льда. Это находится в полном соответствии с теорией метода [4].

Таблица 1

Результаты измерений толщины льда

f (кГц)	$r = 20 \text{ м}$				$r = 16 \text{ м}$				$r = 12 \text{ м}$			
	α	D	H_z	H_{\min}	α	D	H_z	H_{\min}	α	D	H_z	H_{\min}
200	70	11,4	70	5	77	11,4	100	6	84	11,6	250	7
250	70	11,4	30	4	—	—	—	—	—	—	—	—
300	70	11,4	100	5	77	11,4	170	5	84	11,6	320	7
400	70	11,4	170	12	77	11,4	300	13	84	11,6	700	17
500	70—69,5	11,4	150	12	77	11,4	300	13	84	11,6	700	19
600	70	11,4	150	12	77	11,4	300	12	83,5—84	11,6	620	22

Несколько другие значения D , полученные при $r = 12 \text{ м}$, объясняются тем, что при таких больших углах наклона (84°) точность определения толщины снижается.

Учитывая, что на станции «Северный полюс-6» могли встретиться большие значения толщины льда, чем в данной точке, для дальнейших работ был выбран разнос $r = 20 \text{ м}$, для которого по формуле (4) был построен график зависимости $\alpha(D)$ (рис. 2).

При выборе частоты руководствовались максимальной остротой настройки, которая в некоторой степени может быть охарактеризована

величиной отношения $\frac{Hz}{H_{\min}}$. Как видно из табл. 1, максимальное отношение $\frac{Hz}{H_{\min}}$ наблюдается для частоты $f=300$ кГц. Эта частота и была принята для дальнейших работ. Заметим, что величина отношения $\frac{Hz}{H_{\min}}$ обуславливается не только физикой электромагнитного поля, но и качеством аппаратуры на различных частотах, главным образом усилителя (коэффициент усиления, собственные шумы, добротность контура и т. д.). Для оценки точности метода серия последующих измерений толщины льда была проведена возле точек, где толщина ранее определялась бурением (табл. 2).

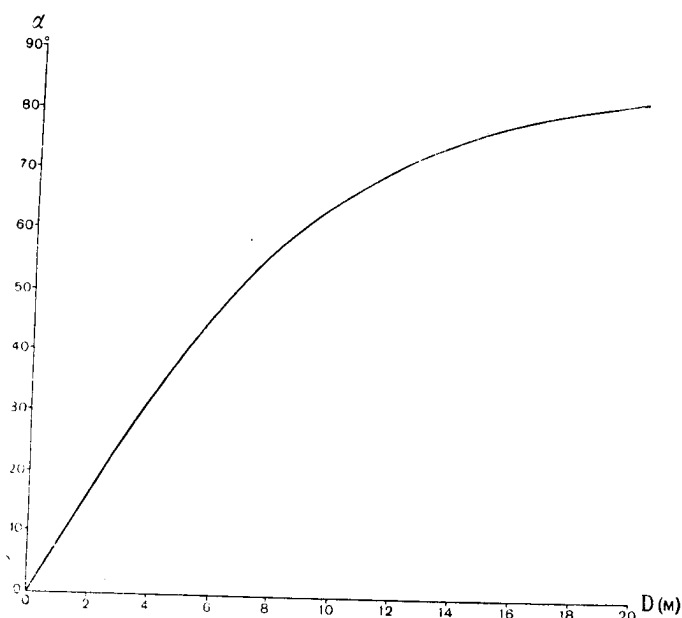


Рис. 2. График зависимости $\alpha(D)$.

Как видно из табл. 2, совпадение результатов измерения толщины льда бурением и электромагнитным методом вполне удовлетворительное, за исключением точки № 5. Эта точка находилась на расстоянии примерно 70 м от гидрологической лунки. Около этой же лунки было выполнено еще одно измерение — в точке № 6. Результаты последнего значительно ближе к величине, определенной непосредственным измерением.

В дальнейшем в районе этой лунки были проведены измерения толщины льда по двум профилям с целью определения границы островного льда и припая. Измерения в ближайших к лунке точках отметили толщину льда 4,25 м по одному профилю и 3,9 м — по другому. Следовательно, толщина льда вокруг лунки не одинакова. Поэтому толщину льда 3,2 м у лунки нельзя принять равной толщине льда в точке № 5 и № 6.

Бурение в точках № 7—12 производилось одновременно с производством измерений электромагнитным методом. Эти точки находились на льдине, отстоявшей за несколько десятков километров от дрейфующей станции «Северный полюс-6».

Проведенные опытные работы показали, что дипольный электромагнитный метод вполне может быть использован для измерения толщин льда в полевых условиях. При этом обращение с прибором несложно и

Таблица 2

Толщина льда, определенная бурением и электромагнитным методом
(в метрах)

№ точек	$d_{бур}$	d	Δd	$\frac{\Delta d}{d} (\%)$
1	9,6÷9,7	9,5	0,1÷0,2	1÷2
2	10,0	9,7	0,3	3
3	10,8	10,8	0	0
4	10,5	10,4	0,1	1
5	3,2	3,85	0,65	20
6	3,2	3,35	0,15	4,7
7	1,1	1,1	0	0
8	1,1	1,1	0	0
9	1,09	1,1	0,01	1
10	1,12	1,12	0	0
11	1,08	1,11	0,03	3
12	0,47	0,50	0,03	6

не требует от наблюдателя какой-либо специальной подготовки или практических навыков. Аппаратура рассчитана на походное положение, быстрое перемещение с одной точки на другую. Измерение угла наклона в одной точке вместе с установкой аппаратуры занимает не более 5 мин.

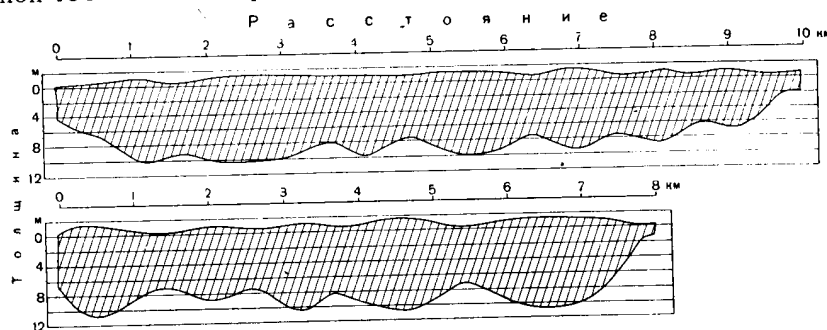


Рис. 3. Профили ледяного острова дрейфующей станции «Северный полюс-6».

После успешно выполненных испытаний была проведена съемка дрейфующего ледяного острова, на котором располагалась станция, по двум профилям общей протяженностью 18 км.

Для разбивки и закрепления створов использовалась упрощенная плановая основа, состоявшая из четырех опорных пунктов. На местности створы закреплялись хорошо заметными ориентирами или специальными вехами, которые выставлялись в процессе работы. Расстояние между промерными точками, располагавшимися через 400 м, измерялось мерным 100-метровым шнуром. На некоторых участках створа с резким изменением толщин промеры проводились через 50 м. На рис. 3 показаны профили ледяного острова, построенные по результатам измерений толщин льда электромагнитным методом.

Не имея возможности одновременно с измерением толщин льда провести нивелировку, при построении профилей глубину погружения льда

определяли расчетным путем по формулам для изостатического равновесия льда. Это не дает существенной ошибки в определении глубины погружения льда, поскольку лед острова по своему строению однородный и имеет сглаженные формы рельефа.

Для расчета средняя плотность льда принималась равной $0,917 \text{ г/см}^3$, плотность морской воды — $1,024 \text{ г/см}^3$, плотность снега — $0,3 \text{ г/см}^3$. Как показали измерения, проведенные в 60 точках острова, толщина льда изменяется от 6,1 до 12 м при среднем значении 9,7 м. Минимальные толщины до 6,1 м отмечены в юго-восточной части острова, где имеется небольшая впадина. Кстати сказать, именно в этой части острова весной 1958 г. откололось ледяное поле площадью около $2\text{—}3 \text{ км}^2$.

Рельеф ледяного острова имеет отчетливо выраженную волнистость, обусловленную чередованием небольших пологих ложбин и широких плоских гребней, хорошо заметных на нижней поверхности профилей. На верхней поверхности острова волнистость почти не заметна на общем сравнительно ровном фоне снежного покрова и обнаруживается только с помощью нивелировки. Относительные колебания высот, по данным нивелирования поверхности острова на профиле протяженностью 9 км, проведенного сотрудниками дрейфующей станции «Северный полюс-6» в 1956 г., составляют от 20 до 70 см. Для нижней поверхности льда максимальная разность отметок составляет до 590 см, что в 8—10 раз более, чем на поверхности острова.

Волнистое строение является характерной особенностью большинства дрейфующих ледяных островов, образование которых связано с разрушением своеобразного волнистого шельфа в северной части Земли Эльсмира.

Результаты определения толщин льда, проведенные на дрейфующей станции «Северный полюс-6» электромагнитным методом, наглядно подтверждают практическую применимость теоретических обоснований метода. Дальнейшая задача заключается прежде всего в создании портативной аппаратуры, усовершенствовании методики измерений и решении ряда теоретических вопросов, связанных с влиянием конечной проводимости льда и морской воды на результаты измерений и учета этих факторов.

Поступила 2/II 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альперт Я. Л., Гинзбург В. Л., Фейнберг Е. Л. Распространение радиоволн. Гостехтеоретиздат, М., 1953.
2. Богородский В. В. Ультразвуковой метод определения толщины льдов. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 4, 1958.
3. Лавров В. В. О емкостном методе измерения толщины льда. Матер. совещ. по изуч. льда и снега. Изд. Акад. наук, 1951.
4. Молочнов Г. В. Дипольный электромагнитный метод определения глубины залегания проводящего слоя. Вестн. Лен. гос. универс., № 10, 1959.
5. Молочнов Г. В. Вертикальный магнитный диполь на поверхности слоистой структуры. Геофизические методы разведки. Госгеолтехиздат, М., 1955.

А. П. НИКОЛЬСКИЙ

О ЗАВИСИМОСТИ СРЕДНЕГО УРОВНЯ МАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ ОТ ШИРОТЫ И ДОЛГОТЫ

Интенсивность магнитных возмущений характеризуется резко выраженным географическим распределением. Установлено, что в высоких широтах Арктики и Антарктики существуют кольцевые области, расположенные на геомагнитных широтах $\Phi \sim 65-68^\circ$, где частота появления магнитных возмущений и их интенсивность наибольшие. По направлению к полюсам и, особенно к экватору, интенсивность и частота магнитных возмущений уменьшаются. Этот, казалось бы, бесспорный факт играет важную роль при разработке теорий рассматриваемого геофизического явления.

Однако по мере накопления материалов наблюдений и их изучения выяснилось, что такое представление справедливо только как первое приближение, если интенсивность магнитного возмущения оценивается грубыми характеристиками, относящимися к суткам в целом. При более внимательном рассмотрении зависимости средней интенсивности магнитных возмущений от широты видно, что на некоторых магнитных станциях обнаруживается отклонение от указанной выше общей тенденции. Это хорошо показано в работе Стегга [7]. Им отмечено, что после сильного уменьшения интенсивности магнитных возмущений в средних и низких широтах снова наблюдается ее повышение у самого экватора, правда незначительное.

Представление о том, что интенсивность магнитных возмущений зависит только от геомагнитной широты, играет важную роль при исследовании магнитно-ионосферных возмущений и полярных сияний. В частности, главным образом на этом представлении основан выбор пределов амплитуд магнитных вариаций в системе K -индексов магнитной активности, разработанной Бартельсом [4] и получившей в настоящее время широкое распространение. При выборе пределов амплитуд K -индекса (от 0 до 9 баллов) для конкретных станций можно грубо руководствоваться тем, в каком поясе геомагнитных широт находится станция. При этом предполагается, что на всех станциях, расположенных в одном поясе геомагнитных широт, одинаковым баллам K -индекса соответствуют одинаковые пределы вариаций магнитных элементов; долгота станции во внимание не принимается. Выбранные пределы амплитуд в дальнейшем закреплялись за станцией на длительное время.

Если упомянутое выше представление о географическом распределении интенсивности магнитных возмущений, т. е. об их зависимости

главным образом от геомагнитной широты, соответствует действительности, то по идее, заложенной в систему K -индексов, для всех станций независимо от их широты и долготы суммы суточных значений K -индексов должны быть за длительный срок (например, месяц) одинаковы. Однако по истечении нескольких лет практического применения системы K -индексов магнитной активности стало очевидным, что указанное важное условие не выполняется точно. Это обстоятельство дает косвенную возможность исследовать зависимость среднего уровня магнитной активности от географического положения станции.

Значения K -индексов были опубликованы [5] для 50 станций, расположенных в различных местах земного шара за период с 1940 по 1946 г. Систематический просмотр значений K -индексов показал, например,

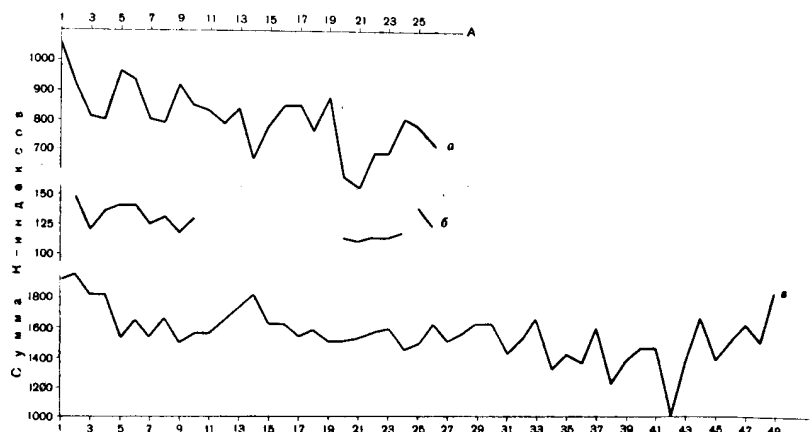


Рис. 1. Суммы трехчасовых K -индексов.
 а — для августа 1943 г.; б — для 5 бурных дней августа 1955 г.; в — для 60 бурных дней по всем месяцам 1955 г.
 А — порядковые номера станций по табл. 1; В — порядковые номера станций по списку в работе [5].

что для Ажинкура и Чельтенхэма сумма K -индексов за сутки для бурных дней, как правило, выше, чем на станциях Руде Сков и Эскдалемюр, расположенных даже на более северных геомагнитных широтах, чем первые две станции. Однако анализ данных только за отдельные дни может привести к неверному выводу за счет влияния суточной вариации магнитной активности.

Чтобы избежать этого влияния, необходимо произвести подсчет сумм K -индексов за более длительный промежуток времени. Такой подсчет был нами сделан по 26 станциям для августа 1943 г., одного из самых бурных месяцев с 1940 по 1946 г. (табл. 1 и рис. 1а). Из таблицы и рисунка видно, что сумма K -индексов не остается для всех станций одной и той же, причем изменения наблюдаются не только для высокоширотных станций, но и для низкоширотных. Среднее значение трехчасового K -индекса для всех 26 станций за август оказалось 3,2 при экстремальных значениях 4,3 и 2,2. Явные отклонения сумм K -индексов от некоторого среднего значения свидетельствуют, по нашему мнению, только о том, что, помимо зависимости магнитной активности от широты, имеется еще и определенная зависимость от долготы.

Для проверки этого предположения был сделан подсчет сумм K -индексов для тех же станций за 5 бурных дней августа 1955 г. (некоторые станции по сравнению с 1943 г. отсутствуют). Эти данные приведены на рис. 1б и в табл. 1. При сопоставлении кривых видно их согласие.

Таблица 1

п/п (рис. 1 А)	Название станций	Ф	Σ К	
			за август 1943 г.	5 бурных дней в августе 1955 г.
1	Ивиггут	71°,4	1055	—
2	Коледж	64,5	925	147
3	Лервик	62,5	808	121
4	Домбас	62,3	804	134
5	Минук	61,8	954	140
6	Ситка	60,0	928	140
7	Эскдалемюир	58,5	802	125
8	Руде Сков	55,8	789	129
9	Ажинкур	55,0	916	118
10	Абинджер	54,0	845	130
11	Средникан	53,1	826	—
12	Якутск	51,0	792	—
13	Чельтенхэм	50,1	837	134
14	Займище (Казань)	49,3	670	—
15	Высокая Дубрава (Свердловск)	48,5	786	—
16	Сан-Фернандо	41,0	849	139
17	Туксон	40,4	848	145
18	Душети (Тбилиси)	36,7	771	—
19	Келес (Ташкент)	32,4	880	—
20	Сан-Жуан	29,9	608	116
21	Гонолулу	21,1	576	114
22	Гуанкайо	—0,6	692	116
23	Апиа	—16,0	687	115
24	Уотеру	—41,8	799	123
25	Туланги	—46,7	776	138
26	Амберлей	—47,7	723	125

Аналогичный подсчет был проведен также для 49 станций за все месяцы 1955 г., причем в каждом из них бралось по 5 бурных дней. Использовались данные следующих станций: Go, Tr, Co, So, Le, Do, Me, Si, Es, Lo, RS, Ag, Wn, Wi, Ab, Ni, Db, Ma, Cm, Na, CF, Ch, Pr, Fu, SM, Ci, Eb, Ti, SF, Tu, IK, Gi, Ks, SI, Ka, Ta, Qu, MB, Ho, Al, Hu, Va, Ap, Tn, Tr, Wa, To, Am, MI. Обозначения станций соответствуют принятым в работе Бартельса [5]. Полученные суммы К-индексов представлены на рис. 1в. На этой кривой непостоянство сумм К-индексов видно тоже очень отчетливо. В данном случае среднее значение трехчасового К-индекса оказалось 3,1 с экстремальными значениями 4,1 и 2,1.

Следует упомянуть, что и для суточного хода магнитной активности отмечается зависимость от географического положения станции. Стегг [8] пришел к выводу, что форма суточного хода магнитной активности как в высоких, так и в низких широтах зависит от геомагнитной широты. Однако более поздние исследования, основанные на большем материале наблюдений, показали, что этот вывод не соответствует действительности и верен только как первое грубое приближение. Так, Н. П. Бенькова [1] в результате исследования суточного хода магнитной активности по данным большого числа станций, расположенных на раз-

личных широтах и долготах, пришла к выводу, что ряд станций по форме суточного хода магнитной активности следует признать аномальными. Нами было показано [2], что в высоких широтах ($\Phi > 60^\circ$) суточный ход магнитной активности в сильной степени зависит не только от широты, но и от долготы.

Из рис. 1 видно, что наиболее существенные различия в средней интенсивности магнитных возмущений имеют место между станциями: Минук, Ажинкур и Чельтенхэм в Северной Америке и станциями: Лервик, Домбас, Эскдалемюир и Руде Сков в Европе. Из табл. 2 видно, что для североамериканских станций при средней широте $\Phi = 55^\circ,6$ средняя сумма $\Sigma K = 902$, тогда как для европейских станций при средней широте $\Phi = 59^\circ,8$ средняя сумма $\Sigma K = 801$. Наиболее значительная разница оказывается между станциями Чельтенхэм ($\Phi = 50^\circ,1$), для которой $\Sigma K = 837$, и Лервик ($\Phi = 62^\circ,5$), для которой $\Sigma K = 808$. При разнице в геомагнитной широте $12^\circ,5$ ΣK для более южной станции даже несколько больше, чем для более северной.

Таблица 2

Название станции	Φ	ΣK	Название станции	Φ	ΣK
Минук	$61^\circ,8$	954	Лервик	$62^\circ,5$	808
Ажинкур	$55^\circ,0$	916	Домбас	$62^\circ,3$	804
Чельтенхэм	$50^\circ,1$	837	Эскдалемюир	$58^\circ,5$	802
			Руде Сков	$55^\circ,8$	789
Среднее	$55^\circ,6$	902	Среднее	$59^\circ,8$	801

Следует при этом отметить, что нижний предел $K=9$ для Лервика принят равным 1000γ , а для Чельтенхэма — 500γ . Полученный результат говорит о значительном несоответствии между геомагнитной широтой, средней магнитной активностью этих станций и принятыми нижними пределами для $K=9$.

Аналогично нижний предел $K=9$ для Домбаса [5] принят равным 750γ , тогда как для станций Лервик и Минук, имеющих почти такую же геомагнитную широту, этот предел составляет 1000 и 1500γ соответственно. Если нижний предел $K=9$ для Домбаса принять близким к пределу этих двух станций, то ΣK для Домбаса уменьшится еще больше, т. е. возрастет несоответствие с геомагнитной широтой этой обсерватории.

Рассмотрение приведенных данных указывает на существование долготного эффекта в средней магнитной активности. Это дает основание предполагать, что уровень средней магнитной активности на одинаковых геомагнитных широтах в общем выше на станциях Северной Америки, чем в Европе.

Для исследования вопроса о возможной зависимости магнитной активности от долготы были использованы значения K -индексов для 18 магнитных обсерваторий, расположенных на территории Советского Союза. С этой целью были подсчитаны ΣK для октября, ноября и декабря 1956 г. и средняя ΣK для этих трех месяцев (табл. 3 и рис. 2). Из этого рисунка следует, что значения ΣK для всех 18 магнитных станций Советского Союза отличаются, тогда как по идее, заложенной в определение K -индексов, ΣK должны быть одинаковы для всех участвующих станций.

То, что в данном случае можно говорить об определенной закономерности, а не о случайных отклонениях, следует из графика ΣK , на котором кривые для трех разных месяцев почти в точности повторяют друг друга.

Таблица 3

Суммы K -индексов для трех месяцев 1956 г.

№ п/п	Название станции	ΣK			
		октябрь	ноябрь	декабрь	среднее
1	бухта Тихая	789	893	787	825
2	Маточкин Шар	686	791	695	724
3	о. Диксона	914	1089	894	966
4	Уэлен	684	817	610	704
5	бухта Тикси	937	1065	878	967
6	Ленинград	583	650	489	574
7	Средникан	585	784	563	644
8	Якутск	363	583	423	456
9	Москва	731	810	709	750
10	Казань	419	602	357	459
11	Свердловск	732	733	584	683
12	Львов	550	643	513	569
13	Одесса	553	676	567	599
14	Иркутск	534	638	518	563
15	Южно-Сахалинск	651	721	613	662
16	Тбилиси	616	765	674	685
17	Владивосток	680	658	595	644
18	Ташкент	659	741	643	681
	Среднее	648	759	617	675

Примечание. Значения K -индекса в пропущенные часы при подсчете учитывались как среднее из данных по остальным станциям.

До сих пор было сделано мало попыток объяснить долготный эффект в географическом распределении магнитной активности, возможное существование которого было подмечено уже давно. Майо [6] высказывает предположения, что распределение магнитной активности по земной поверхности лучше упорядочивается, если считать его зависящим от геомагнитного поля, существующего на высоте 5000 км.

Однако результаты исследований географического распределения магнитных возмущений, проведенных в последние годы в Арктическом и антарктическом институте, дают определенные возможности для такого объяснения. Нами на основе изучения работ Штермера было показано [3], что на Земле могут существовать четыре зоны А, Б, В и Г (рис. 3), в которых интенсивность магнитных возмущений должна иметь повышенное значение по сравнению с областями, лежащими вне этих зон. Эти четыре зоны представляют собой в первом приближении овалы, вытянутые к экватору и повернутые своей большой осью к востоку на 90° один по отношению к другому. В зоне А магнитная активность повышена около 14 ч местного времени, в зоне Б — около 20 ч, в зоне В — около 2 ч и в зоне Г — около 8 ч.

Анализ рис. 3 определенно указывает на то, что средняя магнитная активность за сутки должна зависеть от долготы станции, так как расположение той или другой станции относительно упомянутых четырех зон может быть различным. Так, повышенную магнитную активность на станциях Ажинкур и Чельтенхэм (Северная Америка) по сравнению

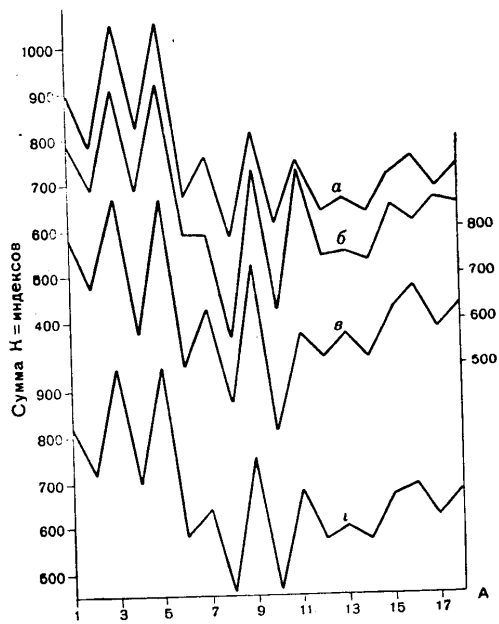


Рис. 2. Суммы трехчасовых K -индексов по обсерваториям Советского Союза для 1956 г. a — ноябрь; b — октябрь; $в$ — декабрь; $г$ — среднее за год; A — номера станций по табл. 3.

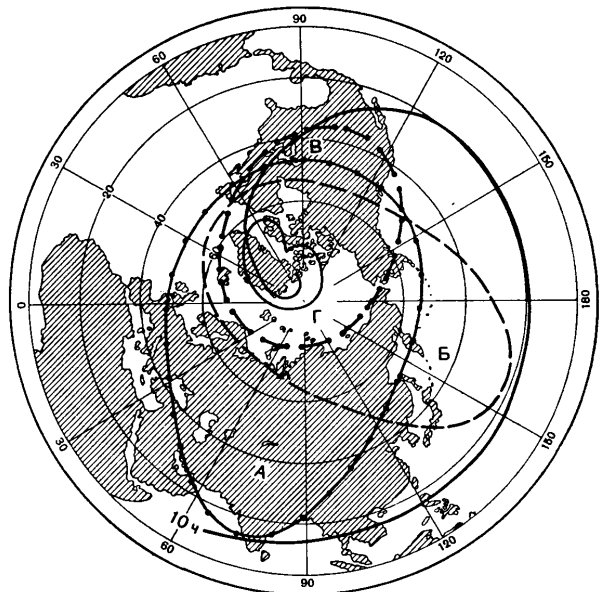


Рис. 3. Схематическое расположение на земной поверхности четырех зон Штермера — А, Б, В и Г — с повышенной интенсивностью магнитно-ионосферных возмущений.

со станциями Эскалемуир и Руде Сков (Европа) можно объяснить тем, что первые две станции расположены в области, где зоны А, Б, В перекрывают друг друга. Европейские же станции находятся в пределах одной зоны. Естественно, что в области, где в течение суток магнитные возмущения могут наблюдаться трижды, средняя магнитная активность должна быть выше, чем в других местах, хотя и расположенных на тех же геомагнитных широтах.

В настоящее время известно, что в географическом распределении ионосферных возмущений, полярных сияний и некоторых типов короткопериодических колебаний электрического поля также имеют место заметные долготные эффекты. Было бы чрезвычайно интересно сделать попытку объяснить эти долготные эффекты с точки зрения существования зон Штермера.

Поэтому дальнейшее изучение географического распределения магнитных возмущений на основе более репрезентативных магнитных характеристик (например, ежечасной характеристики r_H) представляет очень большой интерес, так как позволит, с одной стороны, проверить правильность предположения о существовании упомянутых четырех зон повышенной магнитной активности, с другой, — более точно найти их расположение на земной поверхности.

Поступила 24/XI 1958 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бенькова Н. П. Суточный ход магнитной активности. Труды Инст. земн. магн., вып. 3(13), 1948.
2. Никольский А. П. О второй зоне повышенной интенсивности магнитных возмущений в приполюсной области. Труды Аркт. инст., т. 83, 1956.
3. Никольский А. П. О планетарном распределении магнитно-ионосферных возмущений и полярных сияний. Докл. Акад. наук, т. 115, № 1, 1957.
4. Bartels J. The three-hour-range index measuring geomagnetic activity. Terr. Magn., vol. 44, № 4, 1939.
5. Bartels J. Geomagnetic indices K and C, 1940—1946, 1955. IAGA Bull. № 12.
6. Mayaud P. N. Activité magnétique dans les régions polaires. Exp. Pol. Franç., № 5, IV, 2, 1955.
7. Stagg J. Numerical character-figures of magnetic disturbance in relation to geomagnetic latitude. Terr. Magn., vol. 40, № 3, 1935.
8. Stagg J. The diurnal variation of magnetic disturbances in high latitudes. Proc. Royal Soc., (A), vol. 149, 1935.

Г. Б. ГОНИН

УЧЕТ ТОРОСИСТОСТИ ЛЬДА ПО СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКЕ МАТЕРИАЛОВ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Значительная часть арктических морей даже в летний период находится под ледяным покровом, который является одним из основных климатообразующих факторов в Арктике. Поэтому подсчет общего запаса льда очень важен для прогнозирования. Как показали исследования, наличие торосов увеличивает среднюю толщину ледяного покрова [1], объем льда в торосах в отдельных случаях составляет до 40%, а в среднем равен 25—30% общего объема льда [2].

В настоящее время наблюдения за ледяным покровом в Арктике производятся с помощью авиаразведок, причем наиболее эффективным методом по точности является аэрофотосъемка. Материалы аэрофотосъемки позволяют получить такие количественные характеристики, как высоты отдельных торосов, размеры ледяных полей, разводий и т. д.

Торосистость может определяться либо только в баллах, т. е. в процентах покрытия торосами всей площади ровного льда [2], либо в баллах, но с учетом средней высоты торосов [1]. В последнем случае считается, что все торосы в сечении имеют форму равнобедренного треугольника. При наличии только визуальных данных, получаемых при авиаразведках, такой метод учета торосистости является единственно возможным.

Для сплошного ледяного покрова общий объем льда, заключенный в торосах и ровных ледяных полях, в частности, может подсчитываться по формуле, предложенной А. А. Кирилловым:

$$V = S_p h_p (1 + n \alpha), \quad (1)$$

где S_p — общая площадь, покрытая льдом;
 h_p — толщина ровного льда;

$$n = \gamma \mu \frac{\sigma_w}{100 (\sigma_w - \sigma_i)};$$

γ — коэффициент, характеризующий объемную форму надводной и подводной части торосов;

μ — коэффициент заполнения;

σ_w — плотность подледной воды;

σ_i — плотность льда;

α — торосистость, подсчитываемая в процентах покрытия торосами общей площади S_p (обычно $0\% \leq \alpha \leq 45\%$).

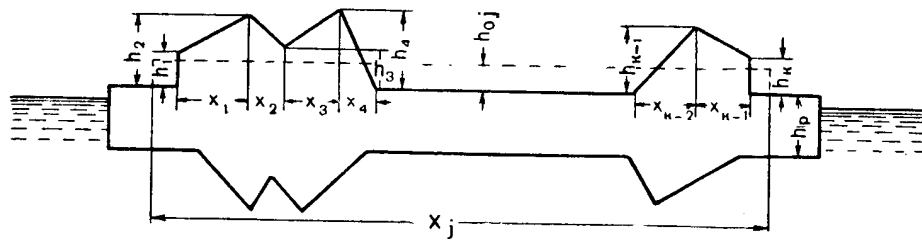
При $\gamma = \frac{1}{3}$, $\mu = 0,7$, $\sigma_w = 1,02$ и $\sigma_i = 0,90$.

$$V = S_p h_p (1 + 0,021 \cdot \alpha). \quad (2)$$

Эта формула получена при следующих допущениях: 1) высота надводной части торосов в среднем равна толщине ровного льда в этом районе; 2) надводная и подводная части торосов имеют конусообразную или пирамидальную формы ($\gamma = \frac{1}{3}$); 3) коэффициент заполнения тороса μ равен 0,7; 4) плотность льда в подводной и надводной частях торосов в зимнее время одинаковы; 5) торосы вмерзли в лед в изостатическом состоянии.

Используя материалы аэрофотосъемки при учете торосистости, можно идти другим путем.

Поскольку для арктических морей характерна или равномерная, или беспорядочная торосистость на больших площадях, подсчет количества льда, заключенного в торосах, целесообразно вести на основе методов математической статистики, обрабатывая данные по отдельным, выборочным районам, покрытым аэрофотосъемкой.



в котором плотность вероятности равна

$$S(v, t) = \frac{\Gamma\left(\frac{v+1}{2}\right)}{\sqrt{\pi v} \Gamma\left(\frac{v}{2}\right)} \left(1 + \frac{t^2}{v}\right)^{-\frac{v+1}{2}}. \quad (7)$$

Здесь $v = n - 1$ — число степеней свободы;

t — нормализованное отклонение, показывающее, во сколько раз предельная ошибка Δ больше стандартного отклонения $\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$ при данной вероятности p ;

σ — корень квадратный из дисперсии σ^2 .

$$\Delta = t \frac{\sigma}{\sqrt{n}}. \quad (8)$$

Таблица значений t как для распределения Гаусса, так и для распределения Стьюдента дается обычно во всех современных курсах теории вероятностей и математической статистики [3, 4]. В первом случае аргументом служит только заданная вероятность p , во втором случае — вероятность p и число степеней свободы v (или число выборок n). Практически при $n \geq 30$ распределение Стьюдента обращается в распределение Гаусса. Некоторые значения t для обоих распределений представлены табл. 1.

Таблица 1

Значения t при распределении Стьюдента и распределении Гаусса

Вероятность p	Распределение Стьюдента								Распределение Гаусса
	$v=1$ ($n=2$)	$v=2$ ($n=3$)	$v=3$ ($n=4$)	$v=4$ ($n=5$)	$v=5$ ($n=6$)	$v=6$ ($n=7$)	$v=7$ ($n=8$)	$v=30$ ($n=31$)	
0,950	12,71	4,30	3,18	2,78	2,57	2,45	2,36	2,04	1,96
0,990	63,66	9,92	5,84	4,60	4,03	3,71	3,50	2,75	2,58
0,999	636,62	31,60	12,94	8,61	6,86	5,96	5,40	3,65	3,29

Поскольку дисперсия σ^2 остается неизвестной, вместо нее пользуются так называемой несмещенной оценкой s^2 дисперсии σ^2

$$s^2 = \frac{\sum_{j=1}^n (h_{0j} - \bar{h})^2}{n-1}. \quad (9)$$

Тогда предельная ошибка равна

$$\Delta = t \frac{s}{\sqrt{n}}. \quad (10)$$

Значения

$$h = \bar{h} \pm t \frac{s}{\sqrt{n}} \quad (11)$$

называются доверительными пределами, в которых находится средняя величина общей совокупности с вероятностью, определяемой параметром t . Следовательно, доверительные пределы устанавливаются с вероятностью, практически принимаемой за достоверность. Такими вероятностями обычно в статистических исследованиях служат значения $p=0,950, 0,990, 0,999$.

Построив для данного заснятого района какое-то количество n профилей и определив на каждом из них увеличение толщины льда h_{0j} , обусловленное надводной торосистостью, по формуле (10) вычислим предельную ошибку Δ , взяв параметр t из соответствующих таблиц. Если вычисленная ошибка Δ превышает какое-то наперед заданное значение Δ_0 , то необходимо увеличить количество профилей n . Таким образом, решение задачи должно вестись методом последовательных приближений.

После решения задачи в первом приближении по величине вычисленной ошибки Δ можно судить о необходимом количестве профилей n . Предположим, что в первом приближении получена какая-то предельная ошибка Δ' , которую можно связать с допустимой величиной Δ_0 коэффициентом r :

$$\Delta' = r \Delta_0.$$

Тогда из формул (9) и (10) найдем

$$r \approx \frac{t \sqrt{\sum_{j=1}^n (h_{0j} - \tilde{h})^2}}{n \cdot \Delta_0}. \quad (12)$$

В данном случае коэффициент r показывает, во сколько раз необходимо увеличить число выборок n , чтобы соблюдалось условие $\Delta \ll \Delta_0$. Когда $\Delta \ll \Delta_0$, то с определенной вероятностью, принимаемой за достоверность, можно утверждать, что надводная торосистость в данном заснятом районе увеличивает среднюю толщину льда на величину \tilde{h} в доверительных пределах $\tilde{h} \pm \Delta$. Отсюда легко перейти к подсчету объема льда, заключенного в надводной части торосов для исследуемого района

$$v_1 = S_p \cdot \tilde{h}. \quad (13)$$

Предполагая, что торос изостатически уравновешен, получаем объем подводных частей торосов

$$v_2 = S_p \frac{\sigma_w}{\sigma_w - \sigma_i} \tilde{h} \quad (14)$$

Подсчитываем общий объем льда, заключенного в торосах;

$$v = v_1 + v_2 = S_p \frac{\sigma_w}{\sigma_w - \sigma_i} \cdot \tilde{h}. \quad (15)$$

Тогда общий объем льда V равен

$$V = S_p \left(h_p + \frac{\sigma_w}{\sigma_w - \sigma_i} \tilde{h} \right). \quad (16)$$

Отличие формулы (16) от формул (1) и (2) заключается в следующем. Во-первых, не надо подсчитывать количество баллов торосистости α , но вместо этого необходимо знать величину \tilde{h} , которая определяется из фотограмметрических измерений¹. Во-вторых, при выводе формулы (16) не используется допущение, что высота надводной части торосов в среднем равна толщине ровного льда в этом районе; это положение, очевидно, требует еще проверки путем установления статистических зависимостей между \tilde{h} и h_p . В-третьих, отпадает необходимость

¹ Фактически отношение суммы отрезков x_{i-1} к общей длине X_j (рис. 1) и выражает количество баллов для данного профиля, однако это отношение непосредственно в вычислениях не участвует.

вводить коэффициент γ , характеризующий форму надводной части тороса, что избавляет нас от одной из возможных ошибок.

В частности, профили могут быть построены на основании стереофотограмметрических измерений по методу прямой линии, так как на ледяном поле всегда можно выбрать две точки, имеющие одинаковые отметки, относительно которых определяются высоты торосов.

Обычно при авиаразведке исследуемой площади фотосъемкой покрываются отдельные выборочные районы. Следовательно, из общей совокупности выбирается какое-то число серий, каждая из которых равна площади, покрытой некоторым количеством аэроснимков, а из отобранных серий осуществляется индивидуальная выборка единиц (в данном случае такими единицами являются профили). В этом случае общей оценкой дисперсии будет величина

$$s_0^2 = \frac{\sum_{g=1}^m \sum_{j=1}^n (h_{0gj} - h_g)^2 + \sum_{g=1}^m (\tilde{h}_g - \tilde{h})^2}{u - 1}. \quad (17)$$

Здесь m — количество серий, т. е. количество выборочных районов, покрытых аэросъемкой;

u — общее количество профилей, построенное при обработке всех выборочных районов;

\tilde{h} — среднее значение толщины льда, обусловленное торосистостью, полученное из m серий:

$$\tilde{h} = \frac{\sum_{g=1}^m \tilde{h}_g}{m}, \quad (18)$$

Предельные ошибки и вероятности подсчитываются в этом случае также согласно вышеприведенным формулам. В частности, если заранее известно рассеяние торосистости, то не представит затруднений подсчитать необходимое количество серий m , потребное для съемки исследуемой площади

$$m = t^2 \frac{s_0^2}{\Delta_m^2}. \quad (19)$$

Оценка s_0^2 может быть найдена из анализа предыдущих съемок, причем для этого нужно иметь только средний размах некоторого числа частичных совокупностей порядка 10. С помощью специальных таблиц по этому среднему размаху можно вычислить величину s_0^2 [3].

Поскольку распределение торосистости по площади исследуемого района заранее неизвестно, съемку следует производить равномерно через определенные интервалы времени, т. е. осуществлять так называемую механическую выборку.

В заключение приведем пример обработки одной стереопары (высота съемки — 300 м, фокусное расстояние — 152 мм)¹. Задаемся предельной ошибкой $\Delta_0 = \pm 0,10$ м. Вначале через каждые 2 см строились профили и для каждого из них по формуле (3) вычислялось h_{0j} . Данные необходимых вычислений приведены в табл. 2.

Находим оценку дисперсии и извлекаем из нее корень:

$$s = \sqrt{\frac{0,0809}{5-1}} = \pm 0,142$$

Из табл. 1 для $p=0,950$ при четырех степенях свободы находим, что $t=2,78$.

¹ Аэрофотосъемка выполнена А. В. Бушуевым.

Таблица 2

Вычисление отклонений $h_{oj} - \tilde{h}$ и квадратов отклонений $(h_{oj} - \tilde{h})^2$

№ профиля	h_{oj}	$h_{oj} - \tilde{h}$	$(h_{oj} - \tilde{h})^2$
1	0,514	+0,209	0,0438
2	0,380	+0,075	0,0056
3	0,200	-0,105	0,0110
4	0,264	-0,041	0,0017
5	0,168	-0,137	0,0188

$$\tilde{h} = 0,0305; \sum_{j=1}^5 (h_{oj} - \tilde{h})^2 = 0,0809.$$

Тогда

$$\Delta_{0,95} = 2,78 \frac{0,142}{\sqrt{5}} = \pm 0,176 \text{ (м)}.$$

Следовательно, необходимо увеличить число профилей n , чтобы обеспечить $\Delta_{0,95} = \pm 0,10 \text{ м}$.

По формуле (12) находим

$$r = \frac{2,78 \sqrt{0,0809}}{5 \cdot 0,10} \approx 1,58.$$

Строим дополнительно еще три профиля. Результаты обработки приведены в табл. 3.

Таблица 3

Вычисление отклонений $(h_{oj} - \tilde{h})$ и квадратов отклонений $(h_{oj} - \tilde{h})^2$

№ профиля	h_{oj}	$h_{oj} - \tilde{h}$	$(h_{oj} - \tilde{h})^2$
1	0,514	+0,226	0,0511
2	0,380	+0,088	0,0077
3	0,200	-0,092	0,0085
4	0,264	-0,028	0,0008
5	0,168	-0,124	0,0154
6	0,277	-0,015	0,0002
7	0,366	+0,074	0,0055
8	0,167	-0,125	0,0156

$$h = 0,292; \sum_{j=1}^8 (h_{oj} - \tilde{h})^2 = 0,1048.$$

Снова находим величину s :

$$s = \sqrt{\frac{0,1048}{7}} = \pm 0,122,$$

$$\Delta_{0,95} = 2,36 \frac{0,122}{\sqrt{8}} = \pm 0,102 \text{ (м)},$$

$$h = 0,30 \text{ м} \pm 0,10 \text{ м}.$$

Таким образом, можем утверждать, что если весь лед, заключенный в надводных торосах, распределить равномерно, то это увеличит толщину льда в среднем на 0,3 м, причем с вероятностью 0,95 это увеличение толщины может лежать в пределах от 0,2 до 0,4 м.

В результате обработки данной стереопары был вычислен также коэффициент корреляции между средним увеличением толщины льда h_{oj} и торосистостью α_j , выражаемой в процентах (табл. 4). В данном случае, как уже упоминалось, торосистость подсчитывается для каждого профиля по формуле

$$\alpha_j = \frac{\sum_{i=2}^k x_{i-1}}{X_j} \quad (20)$$

$$k = \frac{\sum_{j=1}^8 (h_{oj} - \tilde{h}) \cdot (\alpha_j - \tilde{\alpha})}{\sqrt{\sum_{j=1}^8 (h_{oj} - \tilde{h})^2 \sum_{j=1}^8 (\alpha_j - \tilde{\alpha})^2}} = \frac{8,03}{\sqrt{0,1048 \cdot 1091}} = 0,75.$$

Вычисление коэффициента корреляции k

Таблица 4

№ профиля	h_{oj}	α_j	$h_{oj} - \tilde{h}$	$\alpha_j - \tilde{\alpha}$	$(h_{oj} - \tilde{h}) \cdot (\alpha_j - \tilde{\alpha})$
1	0,514	42,5	+0,226	+13,0	+2,93
2	0,380	52,0	+0,088	+22,5	+1,98
3	0,200	19,0	-0,092	-10,5	+0,96
4	0,264	35,5	-0,028	+6,0	-0,17
5	0,168	20,5	-0,124	-9,0	+1,13
6	0,277	25,0	-0,015	-4,5	+0,07
7	0,366	24,5	+0,074	-5,0	-0,37
8	0,167	17,5	-0,125	-12,0	+1,50

$$\tilde{h} = 0,292; \tilde{\alpha} = 29,5; \sum_{j=1}^8 (h_{oj} - \tilde{h}) (\alpha_j - \tilde{\alpha}) = +8,03.$$

В данном случае коэффициент корреляции указывает на то, что увеличение средней толщины льда \tilde{h} только на 75% зависит от относительного покрытия торосами всей площади льда. Другими словами, увеличение толщины льда зависит не только от относительного покрытия данной площади торосами; при равной торосистости могут наблюдаться различные средние увеличения толщины льда (в зависимости от высот торосов). Поэтому учет торосистости только количеством баллов будет сопровождаться какой-то ошибкой.

Конечно, на основе обработки одной стереопары нельзя утверждать, что данный коэффициент корреляции справедлив для всех льдов арктических морей. Однако приведенный пример показывает эффективность применения методов математической статистики в изучении морфологических характеристик ледяного покрова по материалам аэрофотосъемки.

Поступила 12/V 1959 г.

7*

ЛИТЕРАТУРА

1. Зубов Н. Н. Льды Арктики. Изд-во Главсевморпути, М., 1945.
 2. Кириллов А. А. Учет торосистости при определении объема льда. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1957.
 3. Митропольский А. К. Элементы статического исчисления. Изд. Всесоюз. заочн. лесотехн. инст., Л., 1957.
 4. Ющенко А. П. Способ наименьших квадратов. Изд-во «Морской транспорт», Л., 1956.
-

И. Л. ФРЕЙДИН

КОНФЕРЕНЦИЯ ПО РАЗВИТИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В августе 1958 г. происходили региональные совещания в Красноярске, Иркутске, Якутске, Чите, Улан-Удэ, Кызыле и конференция в Иркутске по развитию производительных сил Восточной Сибири. Конференция была созвана Академией наук СССР совместно с Госпланами СССР и РСФСР и местными организациями. Среди многочисленных представителей центральных, местных научных, проектных и хозяйственных организаций в совещаниях и на конференции приняли участие сотрудники Арктического и антарктического института.

Всестороннее обсуждение широкого круга вопросов развития производительных сил Восточной Сибири имеет большое значение для дальнейшей разработки и решения сложных проблем освоения и развития природных ресурсов этой огромной территории.

По природным богатствам Восточная Сибирь является одним из богатейших районов СССР. В первую очередь это относится к топливно-энергетическим ресурсам: общие перспективные запасы угля в Восточной Сибири составляют свыше 6 *трлн. т.* Геологические запасы одного только Канско-Ачинского бассейна достигают 1200 *млрд. т.*, причем здесь возможна в широком масштабе открытая разработка углей с исключительно низкой себестоимостью.

Гидроэнергетические ресурсы Восточной Сибири составляют свыше 45% запасов страны с возможностью получения 800 *млрд. квт-ч* в год при себестоимости энергии в 3—4 раза более низкой, чем на волжско-камских и обско-иртышских гидростанциях, и с более низкими (в 2—3 раза) удельными капитальными затратами.

Мощная топливно-энергетическая база сочетается здесь с весьма крупными промышленными запасами железных руд, являющихся сырьевой базой для строительства новых металлургических заводов. Восточная Сибирь занимает первое место в стране по запасам никеля, олова, золота, алмазов, слюды (мусковита и флогопита), располагает мощными запасами нефелиновых сиенитов (сырья для алюминиевой промышленности), молибдена, вольфрама, сурьмы, мышьяка, редких металлов. При всем богатстве топливно-энергетических ресурсов в Восточной Сибири недостаточно коксующихся углей, редких металлов, фосфатов, калийных солей, серы, бора.

Проектом семилетнего плана предусматривается дальнейшее развитие в Восточной Сибири геолого-разведочных работ для выявления новых месторождений полезных ископаемых — цветных, редких и благородных металлов, рассеянных элементов и алмазов. Особенно большой

прирост запасов ожидается по энергоемким видам сырья, использование которого станет возможным в связи со строительством здесь крупнейших в мире гидроэлектростанций (Братской, Красноярской).

Есть все основания рассчитывать, что в ближайшие годы в Восточной Сибири будут найдены нефть и природный газ и создана сырьевая база для развития химической промышленности¹.

Восточная Сибирь располагает крупнейшими в стране запасами древесины.

Уже в настоящее время в Восточной Сибири развернуто огромное промышленное строительство: сооружена Иркутская ГЭС (по мощности почти равная Днепрогэсу), строится Братская ГЭС, мощностью 3400 тыс. кВт, начато возведение Красноярской ГЭС еще большей мощности, создаются новые мощные химические комбинаты, предприятия цветной металлургии, машиностроительные заводы, комбинаты по распиловке и переработке древесины. Размах промышленного строительства таков, что выбор необходимых промышленных строительных площадок превратился в сложную проблему, специально рассматривавшуюся на конференции.

Особенностью экономической географии Восточной Сибири является концентрация промышленности в ее южных частях, где в основном и развита экономическая деятельность. Транспортное строительство ведется также в основном в южных частях: прокладываются железные дороги Ачинск — Абалаково, Абакан — Тайшет. На севере созданы лишь промышленные «очаги» по производству и добыче цветных металлов, золота, алмазов.

В связи с этим вопросы освоения Севера, в частности Северного морского пути, заняли при подготовке конференции относительно второстепенное место, однако в ходе региональных совещаний, а также на конференции доклады и выступления представителей ряда организаций привлекли к этим вопросам довольно большое внимание. В резолюциях Якутского и Красноярского региональных совещаний вопросы освоения севера Восточной Сибири и Северного морского пути получили достаточно правильное освещение.

Из вопросов, которые прямо или косвенно относятся к развитию Северного морского пути, на региональных совещаниях и на конференции рассматривались следующие:

Экспорт лесоматериалов. В докладе Васильева были приведены следующие данные о запасах древесины в лесах Восточной Сибири: из запаса лесов СССР в 75 млрд. м³ на леса Восточной Сибири приходится 39 млрд. м³ (52%). Хотя 75% запасов лесов Восточной Сибири составляют спелые и перестойные насаждения и расчетная лесосека достигает 733 млн. м³, используется только около 6% годичной лесосеки. Эти данные свидетельствуют об огромных, еще слабо используемых лесосырьевых возможностях Восточной Сибири, несмотря на большой рост лесозаготовок и лесопильной промышленности.

Дальнейший экспорт леса из Европейской части страны увеличит дефицитность лесного баланса этих районов и потому рациональнее было бы географически перераспределить лесной экспорт страны в сторону лесонизбыточных бассейнов Оби и Енисея. Поскольку дальнейшее развитие лесозэкспорта из бассейна Оби затруднено до разрешения транспортной проблемы выходов из него, необходимо развивать в широких размерах лесной экспорт из бассейна Енисея. Единственным портом для этой цели является пока Игарка.

¹ П. Я. Антропов. Минерально-сырьевые ресурсы Восточной Сибири, перспективы их расширения и освоения. Акад. наук СССР, докл. на пленарном засед. конференции по развитию произв. сил. Вост. Сибири, М., 1958, стр. 23.

Красноярское региональное совещание наметило резкое увеличение размера экспорта лесоматериалов через Игарку. В соответствии с этим рекомендовано разработать проект реконструкции порта Игарки. На тот случай, если развитие игарского грузооборота в нужном размере окажется неэкономичным, предложено изыскать новую акваторию на Енисее, выше Игарки, пригодную для строительства второго лесного морского и речного порта. При условии создания речного флота, приспособленного для плавания по Енисейскому заливу, рекомендовано исследовать вопрос о целесообразности использования порта Диксон в качестве вспомогательного по отношению к Игарке.

Для улучшения перевозки и погрузки лесоматериалов намечено изучить вопрос о переходе на новые методы изготовления и перевозки пиломатериалов, основанные на стандартизации досок по длинам с транспортировкой их в пакетах.

Относительно перспектив развития в Игарке лесопильной промышленности выявились различные точки зрения: на совещании в Красноярске предлагалось распиловку леса в Игарке стабилизировать на существующем уровне и увеличить лесоэкспорт за счет развития Енисейско-Абалаковского, а впоследствии и Богучанского лесопромышленных узлов с доставкой лесоматериалов в Игарку на баржах. На конференции же в Иркутске намечалось увеличить продукцию Игарского комбината за 10—15 лет в 3—4 раза.

Развитие лесоэкспорта, как и вопрос о судоходстве в низовьях Енисея, тесно связан с проблемой режима Ангары в период заполнения водохранилища Братской гидростанции. Согласно расчетам, в это время уровень воды в устье Ангары снизится до 20 см, а на Енисее регулирующие глубины снизятся до 120 см. При таком положении в период заполнения Братского водохранилища ставится под угрозу сплав леса с Ангары и речное судоходство на Нижнем Енисее, от которого зависит снабжение Норильско-Дудинского промышленно-транспортного узла и развитие Игарки.

На транспортной секции было заслушано сообщение представителя Гидроэнергопроекта о создании прорези в устье Ангары для заполнения Братского водохранилища водами Байкала. Такое мероприятие позволит сохранить пропуск воды через Братскую плотину на уровне, близком к нормальному на весь период заполнения водохранилища. В проекте предполагается, что после заполнения водохранилища уровень воды в озере Байкал будет постепенно восстановлен. Однако на заключительном пленарном заседании конференции было вынесено пожелание превратить озеро Байкал в заповедное, что исключает осуществление указанного проекта. Таким образом, проблема эта осталась нерешенной и требует дальнейшего исследования.

Развитие порта Дудинки. Перспективы работы порта Дудинки связаны, как известно, с развитием Норильского комбината. Дальнейшее повышение производительности труда, снижение трудоемкости ряда производственных процессов вызовет сокращение некоторых вспомогательных производств и в свою очередь некоторое увеличение завоза с юга Красноярского края и из других районов снабженческих материалов. Поэтому выявляется тенденция к росту грузооборота Дудинки, в том числе и морского.

На Красноярском совещании рекомендовано улучшить условия морского завоза в Дудинку, построив постоянный бетонный морской причал взамен временного, деревянного.

Загрузка водного транспорта на Енисее. В связи с намеченным ростом вывоза лесоматериалов через Игарку возрастет поток морских судов, идущих за лесом в балласте, и речных судов, доставляющих сюда пиломатериалы из Енисейско-Абалаковского района.

Вопрос о загрузке этих судов поднимался в ряде докладов в Красноярске и Иркутске.

В наших докладах, в частности, выдвигался ряд вариантов такой загрузки, связанных с кооперированием Мурманского и Красноярского административных экономических районов, при котором использовалась бы минерально-сырьевая база первого и топливно-энергетическая второго для строительства предприятия по производству минеральных удобрений.

В докладе представителя ВАСХНИЛ А. П. Баранова на сельскохозяйственной секции конференции приводятся следующие данные: по проекту семилетнего плана намечено завозить из Европейской части страны в Восточную Сибирь фосфатные удобрения, расходуя на их перевозку до 25 млн. руб. в год. Экономия на транспортных расходах окупила бы в 4 года капитальные затраты на постройку в Восточной Сибири суперфосфатного завода соответствующей мощности. Акад. С. И. Вольфович и др. в докладе на химической секции отмечают, что при перевозке суперфосфата в Сибирь из Воскресенска себестоимость его возрастает почти в два, а с Урала — в полтора раза.

В докладе представителя Ленгипрохима рассмотрен вопрос о производстве в Восточной Сибири фосфорных солей. В этом докладе доказывалось, что решение поставленной XX съездом КПСС задачи прекратить расходование пищевых жиров для технических целей может быть достигнуто только при создании мощной промышленности синтетических моющих веществ и связанного с ней производства полифосфатов натрия.

Таким образом, необходимость производства в Восточной Сибири фосфатных удобрений и фосфорных солей не вызывает сомнения.

Создание такого производства основывается на использовании главным образом мощных источников дешевой электроэнергии. Поскольку в Восточной Сибири до настоящего времени не открыто месторождений фосфатного сырья промышленного значения, производство приходится планировать исключительно на привозном сырье — каратауских фосфоритов или хибинских апатитов. В ряде докладов отдается предпочтение последним, благодаря удобству доставки их в Сибирь водным путем с использованием балластных морских и речных судов.

Акад. Баранов приводит следующее сравнение транспортных издержек на перевозку 1 т в район Красноярска:

по железной дороге . . .	суперфосфата (19%) . . .	700—800 руб.
„ „ „ . . .	фосфоритов Каратау . . .	478 „
„ „ „ . . .	apatитового концентрата . . .	563 „
водным путем	„ „ „	193 „

Эти данные, показывающие явные преимущества доставки апатитового концентрата водным путем, в основном совпадают с расчетами Отдела экономики Арктического и антарктического института. В качестве первого этапа развития производства фосфатных удобрений в Восточной Сибири акад. Баранов предлагает построить на Енисее мощный завод.

В докладе акад. Вольфовича и др. этот вопрос решается иначе. Поскольку потребность в хибинском апатитовом концентрате в генеральном плане в два с лишним раза больше, чем в каратауской фосфоритной муке и руде, докладчики считают, что с точки зрения перспективного баланса фосфатного сырья более целесообразно доставлять в Восточную Сибирь фосфатную муку из месторождения Кара-Тау.

Таким образом, вопрос о загрузке водного транспорта между Мурманском и Енисейском остался дискуссионным. В резолюции транспортной секции указано следующее: «С целью загрузки порожняка морского и речного флота, образующегося при вывозке лесоматериалов с р. Ени-

сей, изучить вопрос о завозе в Восточную Сибирь апатитов из Мурманской области водным транспортом».

Прямые перевозки по Северному морскому пути в арктические районы Восточной Сибири. По этому вопросу на конференции возникла серьезная дискуссия.

В нашем докладе в Якутске доказывалось, что доставка грузов в бассейны Анабара, Яны, Индигирки, Колымы через Осетрово вниз по Лене на судах смешанного плавания (река—море) и далее по арктическим морям в устья соответствующих рек целесообразна только для грузов сибирского происхождения. Что касается грузов из Европейской части СССР, то их экономичнее перевозить через Архангельск. Это подтверждается сравнением себестоимости перевозки 1 т груза в Тикси, на Яну и в Певек через Архангельск и Осетрово (по расчетам Отдела экономики Арктического и антарктического института):

	Через Архангельск	Через Осетрово
в Тикси	181 руб.	229 руб.
на Яну	209 „	235 „
в Певек	202 „	367 „

Эта же мысль высказана в докладах С. Я. Завьялова (секретаря Якутского обкома КПСС) и представителя Якутского речного пароходства.

В докладе представителя Института комплексных транспортных проблем Акад. наук СССР (С. С. Ценина) защищается противоположное положение. Докладчик ссылается на свои расчеты, по которым себестоимость перевозок из Европейской части страны (условно от Москвы) в Тикси и на Яну по обоим направлениям (через Архангельск и Осетрово) приблизительно одинакова, а удельные капитальные вложения в первом случае выше. Анализируя навигационные условия в арктических морях, докладчик находит смешанный путь более надежным, чем прямые перевозки по Северному морскому пути.

В ряде выступлений на транспортной секции конференции сравнивалась надежность обоих направлений. На примере неудачной навигации 1958 г. на верхней Лене показывалась слабая надежность и осетровского варианта. Причиной затруднений в перевозках 1958 г. явился низкий уровень воды и недостаточно совершенный в техническом отношении используемый в этом районе речной флот.

Что касается Северного морского пути, то надежность доставки грузов по нему может быть гарантирована также применением более высокой транспортной техники (мощных ледоколов и ледокольных транспортных судов). В этом случае по надежности Северный морской путь не будет уступать осетровскому направлению, а по экономическим показателям для грузов, идущих из Европейской части СССР, он выгоднее¹.

В резолюции конференции записано: «Учитывая важное значение Северного морского пути для развития производительных сил северных районов, считать необходимым дальнейшее усиление его роли в системе транспортных связей Восточной Сибири».

Возобновление разведок на нефть в Арктике. О перспективах возобновления разведок на нефть и газ в Усть-Енисейском и Хатангском районах говорилось в докладе представителя Красноярского краевого геологического управления. Последний сообщил, что в

¹ Итоги навигации 1958 г. подтвердили правильность этой точки зрения: в то время как плановые перевозки в Якутию по Северному морскому пути завершены, план перевозок по р. Лене через Осетрово невыполнен.

проекте семилетнего плана намечается провести в арктических районах лишь геофизические работы, с целью выявления наиболее перспективных структур для постановки на них впоследствии глубокого бурения.

В докладе же министра геологии и охраны недр П. Я. Антропова на пленарном заседании конференции вопрос этот поставлен иначе. Он указал, что основные перспективные в отношении нефти и газа районы расположены в пределах Сибирской платформы (Усть-Енисейская и Хатангская впадины, южный склон Анабарского массива). Поэтому здесь и следует форсировать разведочные работы.

При оценке нефтегазоносности указанных районов П. Я. Антропов сравнивает их со сходной в геологическом отношении Канадой, где в 1937 г. было добыто 0,3 млн. т нефти, в 1947 г. — 0,98 млн. т, а в 1957 г. — 24,5 млн. т. При этом разведанные запасы исчисляются в 539 млн. т. На территории Канады пробурено около 12 тыс. скважин. Нет оснований для опасений, что поиски нефти на современном техническом и научном уровне в аналогичных условиях окажутся менее эффективными.

Рассмотренные вопросы выдвигают ряд важных задач перед Северным морским путем. Для геолого-разведочных работ необходимо завозить в арктические районы Восточной Сибири оборудование, трубы, снабженческие материалы, продовольствие; часть этих грузов пойдет из Европейской части страны, и их целесообразно завозить по Северному морскому пути. При благоприятном результате разведок и создании нефтепромыслов необходимо будет организовать вывоз по Северному морскому пути нефти: из Усть-Енисейского района через Карское море в Архангельск, а из районов Хатангско-Анабарского и Лено-Оленекского междуречий — на Дальний Восток; для нормальной эксплуатации нефтяных месторождений сюда придется завозить большие массы грузов, в том числе из Европейской части страны.

Вывоз соли. На совещании в Якутске был поднят вопрос о промышленном освоении олекминской поваренной соли. Общие утвержденные запасы месторождений составляют 775 млн. т. По своему качеству соль соответствует стандарту и в значительной части относится к сортам «экстра» и высшему. По проекту семилетнего плана на Олекминском месторождении намечалось построить рудник для снабжения рыбной промышленности Дальнего Востока. Расчеты показывают экономическую целесообразность снабжения этого района олекминской солью по сравнению с другими источниками солеснабжения.

Для вывоза соли намечаются два направления: вверх по Лене через Осетрово с использованием порожних речных судов, далее по железной дороге на Дальний Восток и вниз по Лене до Тикси с перегрузкой на морские суда, возвращающиеся порожняком в порты Дальнего Востока. По последнему варианту намечается вывозить соль главным образом на Камчатку и на Охотское побережье. Рассматривался также вопрос о возможности экспорта олекминской соли в Японию по Северному морскому пути.

Для перегрузки соли с речных судов на морские намечается построить в Тикси специальный причал, стоимостью примерно 13 млн. руб.

Таким образом, вопрос о вывозе соли тесно увязывается с решением проблемы прямого морского завоза по Северному морскому пути. С загрузкой морского порожняка, возвращающегося из Арктики, станут более экономичными морские перевозки.

Транспортные связи с районами добычи алмазов.

В ряде докладов на конференции рассматривался вопрос о транспортных связях в первую очередь с алмазоносными районами бассейна Вилюя, где прокладываются автодороги от Лесных пристаней (Мухтуя — Мирный).

Таким образом, развитие алмазодобывающей промышленности в Якутии вызовет увеличение перевозок по Лене, но не создаст новых грузопотоков по Северному морскому пути. С последним может быть связан лишь район бассейна р. Котуй (Красноярский край), где в результате геолого-поисковых работ были найдены кристаллические алмазы. Это дает основание рассчитывать, что в бассейне Котуя будут открыты месторождения алмазов. Однако из-за труднодоступности и транспортной неосвоенности района разведки на Котуе были приостановлены.

Действительно, географическое положение бассейна Котуя таково, что подступы к нему возможны только по Северному морскому пути и по р. Хатанге (до пристани угольного рудника Каяк в низовьях Котуя). Выше Каяка Котуй несудоходен и связь с его бассейном возможна только зимой гужевым транспортом и круглый год — воздушным (в зависимости от наличия естественных посадочных площадок). Затраты на транспортное освоение бассейна Котуя могут окупиться только в случае, если добыча алмазов здесь будет развита в достаточном объеме.

* * *

Задачи дальнейших научно-исследовательских и проектно-изыскательских работ, касающиеся развития Северного морского пути, отчасти вытекают из ряда положений, отмеченных в резолюции транспортной секции конференции. Смысл этих положений сводится к следующему: развитие промышленности и соответствующих транспортных связей не может достичь должного уровня без комплексного развития всех отраслей народного хозяйства данного района по схеме, которая являлась бы составной частью генеральной схемы единой транспортной сети Восточной Сибири.

Комплексному экономико-географическому изучению районов Восточной Сибири для планирования размещения промышленности и рационального использования всех видов транспорта до сих пор уделяется еще мало внимания.

Для районов Восточной Сибири особо важное значение имеют смешанные перевозки. Однако взаимодействие различных видов транспорта, особенно в местах их стыка, организовано слабо.

Существующие транспортные связи с северными районами не отвечают развитию производительных сил этих районов. Речные артерии в Якутской АССР и Красноярском крае, где они являются основными транспортными магистралями, используются еще крайне недостаточно: переформирование и пополнение речного флота за счет современных экономических судов, развитие портов и улучшение судоходных путей проводятся недопустимо медленно и не отвечают развитию хозяйства этих областей.

В отношении Северного морского пути конференция отметила необходимость усиления его роли в системе транспортных связей Восточной Сибири. Для этого предложено разработать генеральную схему развития Северного морского пути, как магистрали массовых перевозок, в соответствии с перспективами развития народного хозяйства тяготеющих к нему районов; для загрузки морских и речных судов, идущих в Игарку за лесоматериалами порожняком (в балласте), изучить вопрос о целесообразности завоза в Восточную Сибирь хибинских апатитов.

В соответствии с решениями конференции и региональных совещаний в Якутске и Красноярске научно-исследовательским и проектно-изыскательским организациям Министерства морского флота необходимо заняться разработкой следующих проблем:

1. Генеральной схемы развития Северного морского пути в соответ-

ствии с перспективами развития производительных сил тяготеющих к нему районов, в частности увеличения вывоза лесоматериалов с р. Енисей.

2. Проблемы развития транспортно-экономических связей отдельных районов Советской Арктики на основе изучения размещения производительных сил и направления новых грузопотоков по Северному морскому пути.

3. Комплекса вопросов экономики Северного морского пути, как магистрали массовых перевозок грузов (вопросы себестоимости, производительности труда, использования тоннажа, эффективности капитальных вложений, хозрасчета).

Кроме того, необходимо усилить комплексное географическое изучение северных районов Восточной Сибири для рационального использования всех видов транспорта и роста значения Северного морского пути в транспортной системе страны.

В заключение следует указать, что на конференции выявилось слабое знакомство широких кругов ученых и других специалистов со значением и возможностями Северного морского пути, поэтому необходимо шире публиковать работы по вопросам его экономики и эксплуатации.

ЗАМЕТКИ**ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ р. ХАТАНГИ И ХАТАНГСКОГО ЗАЛИВА ВЕСНОЙ 1958 г.**

Осенью 1957 г. вследствие повышенной ледовитости в западной части моря Лаптевых северная часть Хатангского залива была почти полностью блокирована тяжелыми многолетними льдами. Такие ледовые условия и наступившее внезапно резкое похолодание обусловили исключительно раннее ледообразование и установление ледяного покрова на всех реках Хатангского бассейна.

В первых числах октября этого года группа судов — буксирный пароход «Асямов», теплоход «Якан» и гидрографическое судно «Норд» — при следовании к месту назначения была застигнута внезапным ледообразованием в северной части Хатангского залива. Попытка пройти в р. Хатангу для зимнего отстоя в Хатангском порту не увенчалась успехом, и суда вынуждены были стать на зимовку в районе мыса Большая Корга (73°12' с. ш., 106°22' в. д.), на фарватере в вершине Хатангского залива. Танкер «Ненец», следовавший в том же направлении несколько позже указанной группы судов, вынужден был также стать на зимний отстой в районе несколько севернее, между бухтой Сындаско и мысом Большая Корга (73°15' с. ш., 107°34' в. д.).

Отсутствие сколько-нибудь достаточных сведений о гидрологическом режиме южной части Хатангского залива затрудняло выбор конкретных мер по обеспечению безопасного отстоя судов в этом районе, в особенности на время весеннего вскрытия. Однако на основании карт ледовых разведок за отдельные годы и аналогии с характером вскрытия других заливов, а также на основании данных о расположении зазимовавших судов к западу от основного потока весенних речных вод было принято решение «пассивного» отстоя судов вплоть до ледохода, после чего предполагалось ввести суда в р. Хатангу. Для обеспечения подготовки безопасного вывода судов из залива была снаряжена специальная экспедиция.

В профилактических целях предохранения корпуса судов от возможного нажима льда в период вскрытия было решено произвести опыление ледяного покрова с поверхности вблизи судов угольной пылью. Благодаря этому таяние ускорится, и рыхлый, подтаявший лед будет служить как бы амортизатором при напоре льда. Кроме того, были проведены некоторые мероприятия по наблюдениям за развитием весеннего разрушения льда, для чего были организованы дополнительные пункты наблюдений.

Такие наблюдения над состоянием ледяного покрова, изменениями метеорологических элементов, колебаниями уровня воды и характером ледохода производились довольно подробно в месте отстоя судов, в пунктах Волочанка, Каяк, Хатанга, Косистый, Ново-Рыбное и при систематических ледовых разведках. Эти работы ставились с целью изучения гидрометеорологического режима рр. Хеты, Котуя, Хатанги и Хатангского залива для предвидения характера ледохода и своевременного принятия эффективных мер по обеспечению безопасности судов. Краткие результаты ледовых разведок приведены в табл. 1.

Обычно в этом обширном районе работают всего лишь три пункта: в пос. Волочанке на р. Хете, в сел. Хатанге на р. Хатанге и на мысе Косистом в Хатангском заливе. Стоковой же станции в этом огромном бассейне нет.

Ледовые условия и развитие гидрометеорологических элементов в каждом из этих трех пунктов имеют свои особенности, и каждый из них не может характеризовать весь район. Удаленность пунктов наблюдений друг от друга, их малочисленность, различные гидрометеорологических условий и т. д. создают большие трудности при прогнозировании весенних изменений уровня, первых подвижек ледяного покрова, сроков ледохода и очищения, в особенности в районе Хатангского залива.

Материалы наблюдений на водомерных постах Волочанки, Хатанги, Косистом и Каяк, начиная с 1943 г., показывают, что по сравнению с предшествующими годами в 1958 г. весенние процессы развивались очень вяло. Если в среднем появление за-

Таблица 1

Состояние ледяного покрова бассейна р. Хатанги и Хатангского залива

Дата ледовой разведки	Состояние ледяного покрова
20/V	Ледяной покров на всех объектах покрыт снегом; никаких признаков разрушения не обнаружено
30—31/V	Картина та же; вокруг зимующих судов произведена посыпка льда угольной пылью
11/VI	На р. Котуе, от устья до сел. Каяк, закраины; выше сел. Каяк лед взломан; выше впадения р. Эриэчка чисто. На рр. Хете и Хатанге до 72°25' с. ш. широкие закраины, далее до п-ова Кресты узкие закраины. В Хатангском заливе признаков разрушения нет
14—15/VI	На р. Котуе до 71°45' с. ш. подвижка льда; далее вверх по реке, до 71°35' с. ш., ледоход, еще выше чисто. На рр. Хете и Хатанге до п-ова Кресты широкие закраины, ниже, до устья р. Попигай, прерывистые закраины
20—25/VI	На рр. Котуе и Хатанге до сел. Обойного чисто; от сел. Обойного по р. Хатанге до мыса Поворотного и бухты Сындаско широкие закраины; от бухты Сындаско до мыса Кульча прерывистые закраины. В Хатангском заливе лед разрушен слабо (1—2 балла), на р. Хете от устья до 100°15' в. д. лед взломан; далее вверх по реке чисто, на р. Попигай от устья вверх на 60 км лед на фарватере не взломан; выше по реке чисто
27 VI—1/VII	Волна вскрытия продвинулась от п-ова Кресты до устья р. Попигай; на р. Попигае лед взломан, широкие сплошные закраины распространились к северу от устья Попигая вдоль западного берега до мыса Поворотного и вдоль восточного берега до мыса Кульча
3—4/VII	Осуществлен вывод судов «Асямов», «Якан» и «Норд». Волна вскрытия продвинулась на участке от устья Попигая до мыса Большая Корга, в основном по фарватеру; на отмелях местах отмечены остаточные льды
10—16/VII	Волна вскрытия (постепенное протавивание) продвинулась в Хатангском заливе к северу со скоростью в среднем 1 миля в сутки к северу. 16 июля «Ненец» вышел из ледового плена
22/VII	Вскрытие в Хатангском заливе продвинулось до мыса Кульча; лед сплоченностью 9 баллов занимает часть Хатангского залива от мыса Поворотного до мыса Кульча
28/VII	Участок взломанного льда (9 баллов) в Хатангском заливе протягивается от бухты Сындаско до мыса Косистого (включая бухту Кожевникова)
7/VIII	Произошло вскрытие припая в Северном проливе; южная кромка сплоченного (9 баллов) льда сохранилась на траверзе бухты Сындаско
15—16/VIII	Хатангский залив полностью очистился от льда. Только Северный пролив к северо-востоку от мыса Опасного — мыса Сибирского) заполнен льдами сплоченностью 9—10 баллов

краин на р. Хатанге отмечалось в третьей декаде мая, то в 1958 г. закраины появились лишь в конце первой декады июня. Таким образом, появление закраин как первых признаков разрушения ледяного покрова весной 1958 г. происходило на 15—20 дней позже средних сроков и оказалось самым поздним за весь 16-летний ряд наблюдений. Это объясняется затяжным характером весны и значительной толщиной ледяного покрова, достигавшей на реках бассейна Хатанги максимальных значений за период 1936—1958 гг. Исследования 1958 г. показали некоторые особенности в режиме отдельных объектов.

В отличие от других рек бассейна, р. Котуй протекает по значительно изрезанной местности и поэтому весеннее разрушение ледяного покрова здесь происходит более бурно и начинается раньше, чем на других водотоках. Однако в 1958 г. и на Котуе вскрытие произошло в очень поздние сроки. В пункте Каяк ледоход отмечен 15 июня, а полное очищение реки — 17 июня, в то время как по многолетнему ряду самые поздние сроки отмечены 14—15 июня (1948 г.) и 10—16 июня (1946 г.). Скорость продвижения волны вскрытия, по материалам ледовой разведки 1958 г., в среднем оказалась равной 15 км в сутки.

По р. Хете ледовой разведкой весной 1958 г. освещен участок от устья до пос. Хатырки. Разрушение ледяного покрова происходило очень медленно вследствие незначительных подъемов уровня воды, что и определило очень поздние сроки вскрытия. По данным многолетнего ряда наблюдений (у Волочанки с 1943 по 1957 г.), наиболее позднее вскрытие Хеты произошло в 1946 г.: начало ледохода было отмечено 11 июня, а полное очищение — 16 июня. Ледоход же в 1958 г. у Волочанки начался 14 июня, а полное очищение произошло 19 июня, т. е. сроки оказались экстремально поздними.

Вскрытие и очищение р. Котуя обычно проходило на 3—5 дней раньше, чем р. Хеты. Весной же 1958 г. очищение Хеты произошло на 8—10 дней позднее, чем Котуя.

На р. Хатанге у сел. Хатанги вскрытие в 1958 г. не является типичным, так как здесь применялись искусственные меры. С 15 по 21 мая на акватории морского порта,

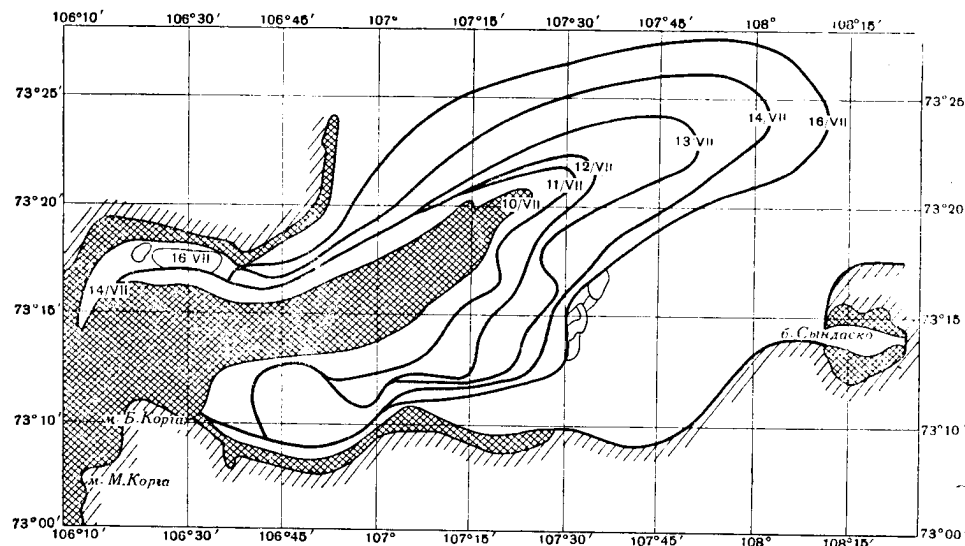


Рис. 1. Продвижение волны вскрытия Хатангского залива весной 1958 г.

вокруг зимовавших судов, было произведено опыление льда угольной пылью. С 5 по 13 июня осуществлялась околка судов подрывом льда и их буксировка за ледяную дамбу, построенную в осенне-зимний период.

Разведкой 14—15 июня было установлено наличие трещин в ледяном покрове р. Хатанги, от устья Котуя до сел. Хатанги. Окончательный взлом ледяного покрова у сел. Хатанги под воздействием паводочной волны и первые подвижки льда произошли 16 июня. Затем, после очень короткого ледохода, который продолжался всего лишь 6 ч, р. Хатанга в этом районе полностью очистилась от льда. В другие же годы ледоход в этом пункте наблюдался в течение 1—2 суток.

Закраины на р. Хатанге шириной 50—200 м распространялись до мыса Малая Корга по правому берегу и до мыса Поворотного по левому берегу. Вскрытие р. Хатанги в низовьях происходило путем таяния льда на месте, на отмелях и у берегов. Постепенно ширина закраин увеличивалась и сужалась полоса льда на фарватере. К моменту ледохода осталось лишь очень небольшое количество льда.

Скорость продвижения волны вскрытия на р. Хатанге оказалась равной примерно 10—15 км в сутки. Эта скорость резко снижалась на участке от п-ова Кресты до устья р. Попигая вследствие значительного расширения русла потока. От устья Попигая до мыса Большая Корга характер ледохода на Хатанге был иным: волна вскрытия в первую очередь захватила полосу фарватера и наиболее приглубые места. На отмелях же местах лед некоторое время оставался не нарушенным. Скорость продвижения волны вскрытия на последнем участке составляла до 15 км в сутки.

Характер вскрытия р. Попигая напоминает этот процесс на р. Хатанге. Примерно на протяжении 40 км вверх по течению, от устья реки лед некоторое время узкой полосой сохранялся на фарватере. Время вскрытия устья Попигая в основном согласуется с временем ледохода на р. Хатанге на участке от сел. Ново-Рыбное до мыса Малая Корга. Ледоход на р. Попигая начался сразу же после вскрытия р. Хатанги в этом районе. Вскрытие ледяного покрова в устье р. Попигая произошло 3 июля, и ледоход продолжался до 5 июля.

Ледоход по фарватеру не является особенностью вскрытия Хатангского залива 1958 г. Волна вскрытия ледяного покрова от мыса Большая Корга продвигается на

север довольно медленно вследствие незначительного подъема уровня в широком заливе от половодной волны. Скорости потока весьма заметно уменьшаются.

Очищение залива от льда на участке от мыса Большая Корга до бухты Сындаско, по-видимому, происходило в основном за счет влияния стока теплых вод р. Хатанги по фарватеру и приглубым местам, так как лед разрушался на месте (вытаивание по кромке). Вдоль берегов на отмелях местах лед разрушился значительно позже (на 4—6 суток). Таяние льда на этом участке происходило довольно медленно. Так, например, за период с 5 по 16 июля 1958 г. кромка льда (от протавивания) перемещалась со скоростью примерно 6 км в сутки по основному направлению потока (по фарватеру) и 4 км в сутки по отмелям местам. Последовательность очищения южной части Хатангского залива от льда показана на рис. 1.

После вытаивания льда на середине залива, до траверза бухты Сындаско, и ослабления льда на остальной части залива происходит взлом всего ледяного покрова. Весной 1958 г. вскрытие Хатангского залива от бухты Сындаско до мыса Косистого произошло 28 июля. Окончательный же взлом ледяного покрова в заливе отмечен 7 августа, а полное очищение (исключая северную часть Северного пролива) — 16 августа.

Поступила 4/XII 1958 г.

И. П. Романов

ГЛАВНАЯ ПРИЧИНА ЗАКОНОМЕРНОГО УМЕНЬШЕНИЯ АЛЬБЕДО ТАЮЩЕГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА

За тридцать лет, в течение которых проводятся наблюдения над отраженной радиацией от поверхности снежного покрова, собран большой материал, освещающий сезонные и годовые изменения альбедо снега в различных широтах северного полушария, а за последние годы и в Антарктиде.

Опубликованные материалы наблюдений свидетельствуют об однообразии отражательных свойств чистого снега в зимний период, где бы ни проводились наблюдения. Лишь в период таяния выявляются существенные различия в изменении альбедо в зонах, где снежный покров является сезонным образованием, и в зонах, или восточных поясах, где накапливаются многолетние толщи снега.

Альбедо сезонного снежного покрова, не загрязненного примесями, характеризуется следующими изменениями: а) при появлении снежного покрова — резким скачком от значения альбедо поверхности, на которой образовался снежный покров, иногда сразу до максимальных зимних значений альбедо снега, если сплошной его слой имеет толщину не менее 5 см; б) в зимний период — колебаниями в пределах 72—90% и в) в период таяния — постепенным уменьшением до значения, близкого к альбедо поверхности, на которой образовался снежный покров (почва, грунт, лед).

Хорошей изученности изменений интегрального альбедо снежного покрова можно противопоставить еще слабую изученность причин, вызывающих эти изменения. В процессе наблюдений над отраженной радиацией установлены наиболее простые, зримые связи между изменениями альбедо и такими факторами, как загрязнение и увлажнение снега, выпадение свежего снега на поверхность старого или образование на ней изморози, возраст снежной поверхности, образование уплотнений и корочек под воздействием ветра, солнца и влажного воздуха.

Следующая группа факторов связывается с перекристаллизацией и фирнизацией снега, под которыми подразумевается влияние на альбедо снега всех процессов, происходящих в снежном покрове и вызывающих перераспределение вещества и изменение прозрачности верхнего слоя снега под воздействием возгонки, сублимации, оседания, замерзания и таяния. К этой же группе факторов, по-видимому, следует отнести и влияние поверхностных матовых корочек, образование которых, как показали опыты В. Н. Богословского в Мирном, связано с сублимационными процессами.

Влияние факторов второй группы на изменения альбедо хотя и представляется всем безусловным, но может быть, вследствие их недостаточной изученности, им придается слишком большое значение.

В связи с этим можно высказать некоторые соображения о причинах плавного уменьшения величин альбедо в заключительной стадии таяния сезонного снежного покрова. Этот вопрос подробно исследован П. П. Кузьминым. Результаты исследований опубликованы в специальном разделе его сводной работы, посвященной исследованиям физических свойств снега [2]¹. На основе вскрытой закономерности уменьшения альбедо тающего снежного покрова с убылью его высоты П. П. Кузьминым предложен способ приближенного определения альбедо (коэффициента отражения) в этот период по

¹ Все цитируемые выдержки относятся к этой работе.

убыли высоты снега (стр. 124—136). Подробно рассматривая причины, вызывающие уменьшение альбедо, П. П. Кузьмин пишет: «Учет всевозможных факторов, обуславливающих изменение коэффициента отражения в период снеготаяния, может быть, таким образом, сведен к учету главных факторов: степени загрязненности поверхности снежного покрова, плотности (структуры) и влажности снега» (стр. 128).

Известно, что при увеличении загрязнения, плотности и увлажнения снега уменьшается его альбедо, но нельзя согласиться, что закономерное уменьшение альбедо в период таяния обуславливается воздействием этих трех факторов.

Наблюдения над альбедо тающего снега, проведенные автором в Антарктиде, в районе обсерватории Мирный, дают основание утверждать, что структура и увлажнение снега играют в этом отношении если не пассивную, то очень небольшую роль. Что же касается загрязненности снега, то этот фактор следует отнести к нарушающим и вулгаризирующим скрытую закономерность, которая выражается очень отчетливо только при таянии лишенного примесей сезонного снежного покрова.

Пыль и другие примеси никогда не распределяются в толще снега равномерно, а при таянии снега их концентрация не возрастает постепенно, как в выпариваемом растворе. В больших населенных пунктах, где можно наблюдать крайние случаи загрязнения снега пылью и продуктами сгорания топлива, в разрезе снега сравнительно широкие слои слабо загрязненного снега чередуются с почти черными прослойками грязи, толщина которых отражает продолжительность промежутков между снегопадами.

В таком снегу еще задолго до начала таяния твердые частицы, лежащие на поверхности, вследствие поглощения тепла солнечной радиации начинают погружаться в снег. В дальнейшем, при интенсивном таянии, частицы примесей иногда образуют настолько плотный слой, что он замедляет таяние.

Поверхность менее загрязненного снега принимает при таянии игольчатую структуру. При этом крупные фракции примесей концентрируются в углублениях, располагающихся на различных уровнях от поверхности, а мелкие частички рассеяны в массе конических игл, сложенных крупными сростками ледяных кристаллов (рис. 1).

Рассмотренные случаи загрязнения снега имеют ограниченное распространение в сравнении с загрязнением снега в естественных условиях северной и средней полосы Союза. Здесь частицы почвы попадают в снег местами только в начале зимы, когда еще сохраняются пятна оголенной земли и дуют обычные для переходного периода свежие ветры. В дальнейшем источники загрязнения снега отсутствуют и основная масса снега, накапливающаяся во второй половине зимы, не имеет существенных примесей. Больше, но также неравномерно загрязняется снег в лесах, особенно хвойных.

Сильная загрязненность снега может вызвать постепенное уменьшение альбедо только до образования плотного слоя осадка, альбедо которого останется почти неизменным до полного стаяния снега. В случаях же «нормального» загрязнения снега связанное с ним уменьшение альбедо может носить только импульсный характер. Увлажнение чистого снега сопровождается уменьшением альбедо на 10—15%. Но увлажнение снега, как и концентрация в нем примесей, не является процессом, постепенно нарастающим в течение таяния. С началом таяния вода некоторое время удерживается в порах поверхностного 3—5-сантиметрового слоя, а затем происходит ее инфильтрация, сопровождающаяся значительным оседанием снега.

Если таяние началось в результате постепенного повышения температуры воздуха, то и температура снега будет достаточно высокой, чтобы при толщине снежного покрова 40—50 см талая вода быстро проникла до почвы или иной поверхности, на которой лежит снег. Если же таяние вызвано внезапным потеплением, талая вода может образовывать в холодном снегу различные ледяные тела — прослойки, линзы, желваки, что нарушит однородность среды в радиационном отношении.

В сезонном снежном покрове таяние обычно вызывает быстрое увлажнение всей толщи снега и накопление воды у поверхности почвы, где водонасыщение будет в первое время зависеть от водоудерживающей способности снега, а затем — от рельефа почвы. При наличии стока избыток воды будет все время удаляться.

С увлажнением снега неразрывно связан его режеляционный метаморфизм или фирнизация, в результате которой снег становится губчатым («ноздреватым»), сложенным из тающих под воздействием солнца, теплого воздуха и воды сростков кристаллов. В период интенсивного таяния прозрачность снега для радиации в поверхностном слое значительно возрастает, а структура и плотность приобретают однородность.

«Сглаживание плотностей по глубине, — пишет П. П. Кузьмин, — в период снеготаяния происходит не только в снежном покрове равнинной территории, но и в снежниках» (стр. 34); и несколько ниже: «Процесс оседания резко выражен и имеет значение только в первый (начальный) период снеготаяния. В дальнейшем тающий снежный покров принимает по всей толще одинаковую, преимущественно крупнозернистую структуру. С этого момента изменение плотности снежного покрова происходит в основном за счет колебания влажности» (стр. 40).

Верхний, однородный в структурном отношении слой, который только и имеет значение для изменений альбедо, по мере стаяния с поверхности все время восстанавливает свою мощность, вследствие более глубокого проникновения тепла в снег и постепенно приближается к поверхности, на которой лежит снежный покров.

Таким образом, в процессе увлажнения и фирнизации снега в слое, пронизываемом для радиации, довольно быстро устанавливаются однородные условия прозрачности, которые в качестве факторов изменения альбедо могут обусловить только его устойчивость. Эта устойчивость альбедо будет сохраняться до тех пор, пока толщина слоя пронизываемого для радиации меньше общей мощности снежного покрова. С момента же, когда слой тающего снега окажется полностью пронизываемым для солнечной радиации, его влияние на закономерное уменьшение альбедо следует также связывать не с изменением структуры и увлажнением снега, а с уменьшающимся поглощением радиации в слое и отражением ее из толщи этого слоя.



Рис. 1. Игольчатое таяние загрязненной поверхности снега в Мирном.

Очевидно ни один из рассмотренных факторов не объясняет причину закономерного уменьшения альбедо тающего снежного покрова. Так как величина отраженного потока радиации зависит от величины поглощенной радиации, то причину закономерного изменения альбедо надо искать в изменении условий поглощения радиации. Последние резко меняются, как только снежный покров становится пронизываемым во всей толще и радиация будет поглощаться поверхностью, на которой лежит снежный покров. Закономерность увеличения альбедо обусловится возрастанием поглощения радиации по мере убыли высоты снежного покрова.

Чем выше при этом поглощательная способность поверхности, на которой образовался снежный покров и чем меньше загрязнен снег, тем правильнее будет выражено уменьшение альбедо.

Закономерность относится как к тающему, так и к сухому снегу, но в период формирования снежного покрова интенсивность радиации мала, а нарастание слоя свежевыпавшего снега в пределах его проницаемости происходит очень быстро. Поэтому проследить постепенное увеличение альбедо в этот период очень трудно.

Поглощение солнечной радиации поверхностью, на которой лежит тающий снег, начинается при толщине его слоя 15—20 см. По данным Н. Н. Калитина [1], сухой снег при высоте слоя 50 см пропускает 1% радиации, прошедшей через его поверхность. С началом таяния тепло солнечной радиации почти полностью поглощается в поверхностном слое мокрого снега, и вновь 1% радиации достигает почвы при уменьшении толщины тающего снега до 15 см. При толщине слоя 10 см мокрый снег пропускает 2,4% вошедшей в снег радиации, при 5 см — 9%. В действительности процент прошедшей радиации должен быть выше, так как Н. Н. Калитин несколько уплотнял мокрый снег, накладывая его на пиранометр.

Изучая зависимость коэффициента отражения от высоты снежного покрова, П. П. Кузьмин нашел, что «наиболее быстро коэффициент отражения уменьшается при небольшой толщине снежного покрова (до 10 см), медленнее — при высоте от 10 до 30 см и остается почти неизменным при высоте более 40—50 см» (стр. 129). Эти данные свидетельствуют о том, что поглощение радиации почвой обнаруживается при толщине ненарушенного снежного покрова около 30 см.

Для выявления главной причины закономерного уменьшения альбедо тающего сезонного снежного покрова и оценки влияния структуры и увлажнения снега на изменение альбедо его поверхности очень показательны результаты наблюдений над отраженной радиацией на тающем многолетнем снежном покрове.

В Антарктиде (в Мирном) в пределах холодной инфильтрационной зоны, где накапливающийся за год почти двухметровый слой снега охватывается режелеационным метаморфизмом только на глубину 70—90 см, поверхность, подстилающая снег, если даже в качестве ее принять поверхность слоя таяния прошлого года, не играет никакой роли. В декабре—январе 1957/58 г. в процессе таяния и испарения высота снежного покрова здесь уменьшилась на 60 см, тогда как альбедо поверхности интенсивно таявшего снега в дни без снегопадов и переметания снега составляло в среднем 74% и ни разу не было меньше 72%. Среднее значение альбедо тающего чистого снега, вычисленное П. П. Кузьминым для Европейской части Союза, составляет 72% (стр. 123), а тающего снега, лежащего на льду Арктического бассейна, — 75%. Последняя цифра получена из наблюдений в июне и августе по данным, приведенным в докладе Н. Т. Черниговского на Совещании по актинометрии и атмосферной оптике (январь—февраль 1959 г.). Определения альбедо в июне (63%) в расчет не приняты, так как в этом месяце на величины отраженной радиации, очевидно, сказывалось влияние подстилающего снег морского льда.

Величины 72—74%, по-видимому, везде, независимо от широты, являются нижним пределом альбедо чистого интенсивно тающего снега и дальнейшее их уменьшение в процессе таяния может служить признаком поглощения радиации поверхностью, на которой лежит снег, или включениями в снег.

Из сопоставления этих величин можно также заключить, что структурные различия снега, формирующегося в различных широтах в период интенсивного таяния, в пределах слоя, проницаемого для солнечной радиации, становятся везде однородными. Отсюда допустимо предположение о сравнимости в этот период и всех других радиационных характеристик слоя.

Поступила 13/III 1959 г.

М. А. Кузнецов

ЛИТЕРАТУРА

1. Калитин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеониздат, М.—Л., 1938.
2. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Гидрометеониздат, Л., 1957.

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЕВИАЦИИ НАЗЕМНЫХ РАДИОПЕЛЕНГАТОРОВ С ПОМОЩЬЮ САМОЛЕТА

В настоящее время для определения девиации наземных пеленгаторов в Арктике применяются три способа: а) круговой обход пеленгатора с маломощным передатчиком; б) определение по наземным радиостанциям, находящимся на больших удалениях от пеленгатора; в) облет радиопеленгатора самолетом.

Пеленгование местного передатчика дает возможность ориентировочно судить о техническом состоянии пеленгатора, выявить (путем сравнения с результатами предыдущих измерений) изменение влияния «ближнего» окружения и обнаружить появление

дополнительных искажающих факторов. Однако пеленгование местного передатчика недостаточно для определения поправок на девиацию, так как при этом исключается влияние «дальнего» окружения, «берегового» эффекта и других факторов. Эксплуатационные поправки на девиацию могут быть получены только при детальном изучении

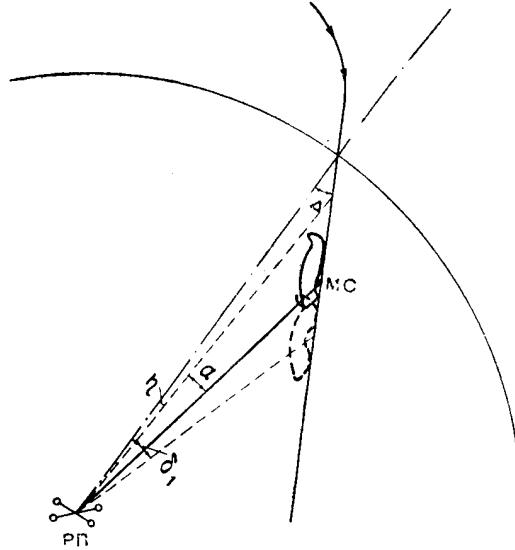


Рис. 1. Ошибки определения девиации методом радиальных заходов.

и визуальный пеленг берутся практически одновременно. Аналогичные операции повторяются и на обратном курсе (180° по отношению к пеленгатору) и далее через каждые $18-20^\circ$.

Значение девиации f вычисляется по формуле

$$f = \theta - q,$$

где θ — средний визуальный пеленг из n отсчетов по лимбу теодолита;

q — средний радиопеленг.

Точность определения девиации описанным выше методом радиальных заходов можно оценить из выражения, которое нетрудно получить, исходя из простых геометрических построений (рис. 1).

$$\delta_1 = \text{arccctg} \left\{ \left[\frac{(R - 2,8 \cdot 10^{-4} V t_1) \sin(\alpha + \Delta) - R \sin \alpha}{(R + 2,8 \cdot 10^{-4} V t_1) \sin(\alpha + \Delta) + R \sin \alpha} \right] \text{ctg} \frac{\Delta}{2} \right\} - \frac{\Delta}{2} + \eta, \quad (1)$$

где δ_1 — максимальная ошибка при определении девиации методом радиальных заходов (в град.);

α — максимальная ошибка отсчета по лимбу радиопеленгатора (в град.);

η — максимальная ошибка отсчета по лимбу теодолита (в град.);

R — радиус облета (в км);

t_1 — промежуток времени между отсчетами по лимбу радиопеленгатора и теодолита (в сек);

Δ — максимальное отклонение самолета от курса (в град.);

V — средняя скорость самолета (в км/ч).

Результаты расчета максимальной ошибки δ_1 в зависимости от радиуса облета пеленгатора R приведены в табл. 1².

Из таблицы видно, что точность определения девиации при отклонении самолета от нулевого курса на $\pm 5^\circ$ оказывается недостаточной ($\delta_1 > 0,5^\circ$). Вместе с тем, увеличение точности выдерживания курса самолета Δ незначительно повышает точность определения девиации, так как большая часть суммарной погрешности δ_1 приходится на случайные ошибки при отсчетах пеленга по лимбу пеленгатора (α).

¹ Нулевое значение горизонтального лимба теодолита обычно заранее устанавливается в направлении истинного меридиана.

² В расчете использованы следующие данные $V=240$ км/ч; $\alpha = \pm 0,5^\circ$; $\eta = \pm 0,1^\circ$; $\Delta = \pm 5^\circ$ и $t_1 = 3$ сек.

Для уменьшения этих ошибок необходимо при каждом заходе самолета брать возможно большее число отсчетов. Тогда ошибки отдельных отсчетов, носящие случайный характер, при осреднении частично компенсируются и точность определения радиопеленга повышается.

Может быть применен и другой, более простой метод определения девиации с помощью самолета (рис. 2). Самолет летит по кругу установленного радиуса, давая через определенные промежутки времени сигналы для пеленгования (нажатия). Последние даются с таким расчетом, чтобы пеленги брались через каждые 15—20°. За время

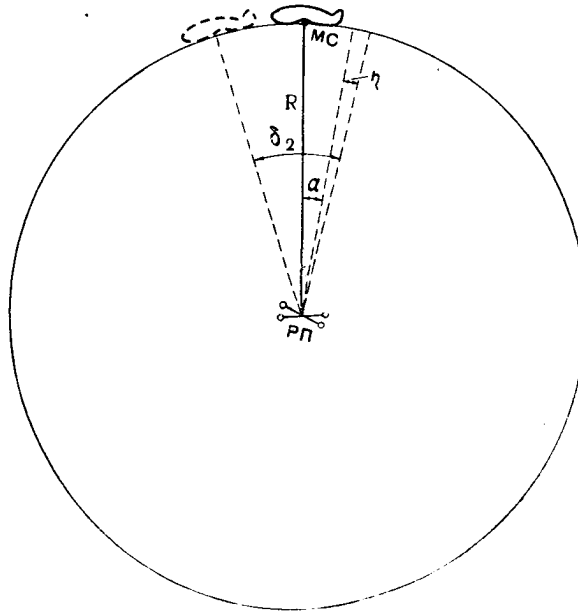


Рис. 2. Ошибки определения девиации методом кругового облета.

нажатия оператор на пеленгаторе берет ряд отсчетов по лимбу, оповещая наблюдателя у теодолита, непрерывно следящего за самолетом, звонком о моменте каждого отсчета. В момент получения сигнала наблюдатель у теодолита производит отсчет по горизонтальному лимбу. Далее производится сопоставление визуальных пеленгов с радиопеленгами и вычисляется поправка на девиацию.

Величину ошибки в определении девиации методом кругового облета пеленгатора можно легко подсчитать по формуле

$$\delta_2 = 0,016 \frac{Vt_1}{R} + \alpha + \gamma. \quad (2)$$

Обозначения здесь те же, что и в предыдущей формуле.

Результат расчета при тех же исходных данных приведен в табл. 2.

Таблица 1

Радиус облета R (км)	Максимальная ошибка δ_1
10	0°,73
20	0,66
30	0,63

Таблица 2

Радиус облета R (км)	Максимальная ошибка δ_2
10	1°,75
20	1,17
30	0,98

Сравнение табл. 1 и 2 показывает, что при радиусе облета порядка 20 км метод радиальных заходов дает примерно вдвое большую точность, чем метод кругового облета пеленгатора. При увеличении радиуса облета точность обоих методов уравнивается. Однако разрешающая способность современных стандартных теодолитов не

позволяет следить за самолетом на расстояниях больше 25—30 км. С применением более сильной оптики наблюдения за самолетом могут осуществляться и на больших расстояниях. Это позволит увеличить точность определения девиации.

Поступила 17/X 1958 г.

В. С. Игнатов

МАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ ВНУТРИ ОСНОВНОЙ ЗОНЫ ПОЛЯРНЫХ СИЯНИЙ

Изучение изменчивости вариаций магнитного поля Земли было проведено И. М. Пудовкиным в 1953 г. в относительно небольшом районе южнее зоны полярных сияний в связи с производством региональных аэромагнитных съемок [1, 2]. Рассматривались главным образом вариации Z и T .

В 1956 г. в районе магнитной обсерватории о. Диксона, расположенной у южной границы зоны полярных сияний, проводились исследования изменчивости вариаций на различных расстояниях от обсерватории [3]. Статистическая обработка материалов наблюдений показала, что изменчивость вариаций магнитного поля существенно зависит от направления. Коэффициенты корреляции получаются одинаковыми при расстоянии 180 км по широте и 300 км по долготе. Наибольшее различие в форме и фазе вариаций отмечено у вертикальной составляющей. Горизонтальная составляющая на расстояниях 100—300 км меняется значительно меньше. Такой характер изменения абсолютных значений H и Z поля вариаций можно легко объяснить с точки зрения линейного горизонтального тока в зоне полярных сияний.

Для изучения изменчивости составляющих магнитного поля внутри зоны полярных сияний летом весной 1957 г. была установлена походная магнитная вариационная станция (МВС) типа Брюнелли в бухте Нагурской (Земля Франца-Иосифа, $80^{\circ},7$ с. ш., $47^{\circ},3$ в. д., $72^{\circ},2$ геомагнитной широты, 151° геомагнитной долготы). Вариации магнитного поля записывались на пленку непрерывно с 13 апреля по 6 мая и сравнивались с магнитограммами магнитной обсерватории бухта Тихая ($80^{\circ},3$ с. ш., $52^{\circ},8$ в. д., $71^{\circ},5$ геомагнитной широты, 154° геомагнитной долготы), расположенной в 108 км от Нагурской.

С целью количественного сопоставления записи МВС и магнитограмм постоянно действующей обсерватории производилось сравнение отклонений мгновенных значений H и Z элементов магнитного поля от спокойного поля в одни и те же моменты, когда поле принимало характерные экстремальные значения. Моменты экстремумов выбирались подряд по материалам МВС и практически все они совпали во времени с экстремумами в бухте Тихой. По соответствующим парам отклонений магнитного поля от спокойных значений вычислялись коэффициенты корреляции r , сведенные в таблицу (табл. 1), в которой приведены также отношения коэффициентов корреляции к дисперсии $\frac{r}{\sigma_r}$, показывающие надежность вычисленных коэффициентов корреляции.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между вариациями магнитного поля в Нагурской и бухте Тихой

	Абсолютные значения				Ежечасные амплитуды	
	экстремальные		среднечасовые		H	Z
	H	Z	H	Z		
r	0,90	0,975	0,87	0,94	0,82	0,88
$\frac{r}{\sigma_r}$	45	200	87	190	60	85

Вариации вертикальной составляющей в бухте Тихой и Нагурской связаны почти функциональной зависимостью, связь вариаций горизонтальной составляющей несколько менее тесная. Таким образом, характер изменчивости вариаций магнитного поля к северу от зоны полярных сияний существенно отличается от вариаций в зоне. В то время как вертикальная составляющая в зоне полярных сияний на расстояниях ~ 100 км заметно меняется, в районах к северу от нее изменчивость значительно уменьшается. Найденная закономерность имеет существенное значение при организации сети временных МВС для учета вариаций при аэромагнитных съемках: сеть станций внутри зоны может быть более редкой по сравнению с сетью в зоне полярных сияний.

Отмеченный характер вариаций магнитного поля можно объяснить с точки зрения мощного тока в зоне полярных сияний. На больших расстояниях к северу от зоны действие тока проявляется в основном в вертикальной составляющей, которая плавно меняется вследствие большого расстояния от тока до точек наблюдений. Вариации горизонтальной составляющей внутри зоны обусловлены преимущественно близлежащими к поверхности земли токами, поэтому и изменчивость ΔH несколько больше.

При исследовании экстремальных величин сравнивались только отдельные значения поля. Чтобы исключить субъективность, которая может появиться при принятом методе отбора, было проведено сравнение всех среднечасовых величин ΔH и ΔZ за весь период наблюдений в 23 дня. Результаты сравнения подтвердили вывод, полученный из сравнения экстремальных значений — вариации горизонтальной составляющей в Нагурской и бухте Тихой разнятся между собой больше, чем вариации вертикальной составляющей.

В табл. 1 приведены также коэффициенты корреляции значений магнитной активности, измеренной по ежечасным амплитудам H и Z . Сравнение проводилось по всем дням.

Поступила 19/III 1958 г.

Я. И. Фельдштейн, Е. Н. Курдина

ЛИТЕРАТУРА

1. Пудовкин И. М. Магнитные вариации в высоких широтах. Изв. Акад. наук СССР, сер. геофиз., № 7, 1956.
2. Пудовкин И. М. О вариациях магнитного поля при производстве точных региональных аэромагнитных съемок. Изв. Акад. наук СССР, сер. геофиз., № 8, 1956.
3. Фельдштейн Я. И., Курдина Е. И. Магнитные вариации в районе зоны полярных сияний. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 4, 1957.

К МИКОФЛОРЕ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА

В предлагаемой статье приводятся некоторые новые данные о флоре и географическом распространении некоторых шляпочных грибов из семейства пластинчатых (*Agaricaceae*). Около сотни экземпляров их было найдено автором в июле — августе 1957 г. на островах Земли Франца-Иосифа. Отыскание и сбор грибов осуществлялись нами во время участия в экспедиционных исследованиях одной из геологических партий Научно-исследовательского института геологии Арктики.

Собранная коллекция включает представителей двух мелкоплодных видов: многочисленные *Cortinarius* sp. (рис. 1) и единичные экземпляры *Omphalia umbellifera* (Fr.) Quel¹. Этот фактический материал в некоторой степени дополняет явный недостаток флористических данных об архипелаге, являющемся самой северной территорией нашей страны и Евразии.

Во время пребывания на Земле Франца-Иосифа в 1957 г. автор провел сбор грибов на четырех островах архипелага: на островах Хейса, Чамп, Винер-Нейштадт и Земле Вильчека (рис. 2). Первые экземпляры грибов из рода *Cortinarius* были найдены в середине июля на северо-восточной оконечности острова Хейса — на мысе Обсерватории (80°37' с. ш.). Грибы обнаружены на узкой морской террасе, обрамленной невысоким береговым валом, на восточной стороне мыса. Морская терраса и вал сложены окатанными валунами и галькой с намытым между обломками песком и мелкоземом. На террасе разбросаны отдельные подушки мха *Calliergon turgescens* (Th. Jens.) Kindb., среди стебельков которого и было собрано около десятка экземпляров этого буро-спорового вида. Вся поверхность террасы и моховые подушки обильно пропитаны талой водой, стекающей сверху от расположенного рядом навесного ледничка, прислоненного к высокому обрыву коренного берега.

Грибы были сосредоточены только в одном месте, на площади всего 1 м², и, по-видимому, представляют на о. Хейса исключительную редкость, так как нигде более

¹ Коллекция передана в Ботанический институт им. В. Л. Комарова Акад. наук СССР. Определение видов произведено Б. П. Васильковым.

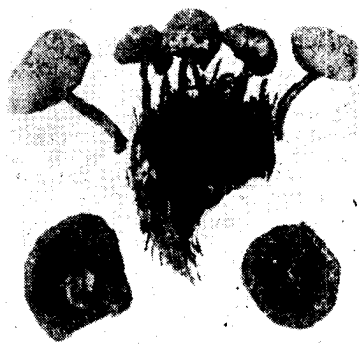


Рис. 1. Представители рода *Cortinarius* с Земли Франца-Иосифа, собранные в 1957 г.

они не были обнаружены. В настоящее время о. Хейса является во многих отношениях едва ли не самым исследованным островом архипелага. Лично нами было проделано на острове двадцать маршрутов суммарной протяженностью до 360 км при общей площади острова 140 км².

На Земле Вильчека грибы того же вида были найдены в конце июля на юго-западной оконечности острова — мысе Ганза (80°23' с. ш.). Экологические условия их местобитания приблизительно одинаковы с теми условиями, в которых находились представители бурспоровых с о. Хейса. На обращенной к юго-западу небольшой морской террасе, сложенной окатанной галькой, валунами, песком и мелкоземом, было собрано около тридцати экземпляров этих грибов.

Остальные экземпляры найдены во второй половине августа на островах Винер-Нейштадт и Чамп. Кроме большого количества бурспоровых, здесь был обнаружен вид *Omphalia umbellifera* (Fr.) Quel. На о. Винер-Нейштадт грибы были найдены на мысе Васильева (юго-западная оконечность острова, 80°46' с. ш.), на широкой плоской

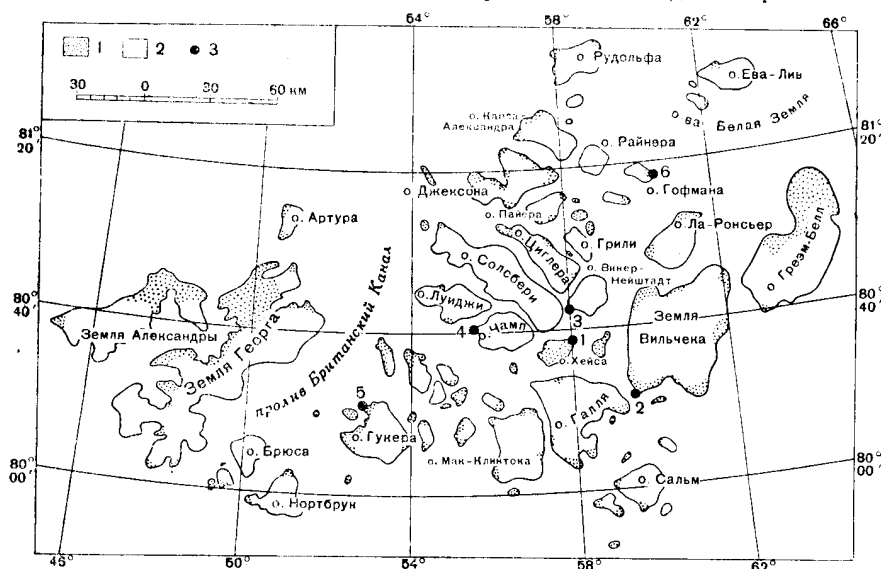


Рис. 2. Обзорная карта Земли Франца-Иосифа и места находок грибов.

1 — суша, свободная от льда; 2 — ледяной покров; 3 — места находок грибов в 1957 г.

морской террасе, сложенной мелкощебнистым и дресвянистым материалом с большим количеством намывного мелкозема. Грибы здесь находились в условиях сильного увлажнения и были сконцентрированы в одном месте, на площади примерно 3—4 м². По всей вероятности, они здесь встречаются исключительно редко, так как на мысе Васильева больше не были обнаружены. Исключение составляет единственный экземпляр *Omphalia umbellifera* (Fr.) Quel, найденный на валу конечной морены, на высоте 25—30 м над уровнем моря. Этот гриб находился на слабоувлажненной поверхности морены, сложенной глыбовым и щебенчатым материалом с мелкоземом.

В конце августа около трех десятков пластинчатых грибов *Cortinarius* sp. были найдены на мысе Гористом о. Чамп (80°42' с. ш.). Кроме них, здесь были найдены также два экземпляра вида *Omphalia umbellifera* (Fr.) Quel. В отличие от находок на других островах, грибы здесь встречались чаще и были собраны с большой площади. Можно сказать, что грибы были распространены на всем мысе, т. е. на всей поверхности, свободной от льда и снежников.

Необходимо заметить, что в то время как на островах Хейса, Земля Вильчека и Винер-Нейштадт грибы были найдены на высоте, не превышающей 5 м над уровнем моря, на мысе Гористом они обнаружены в большом диапазоне высот: от 2—3 до 100 м над уровнем моря.

Кроме вышеперечисленных мест обитания грибов, экземпляры *Cortinarius* sp. были найдены также на о. Гофмана (81°18' с. ш.) и на мысе Седова о. Гукера (80°22' с. ш.). Эти находки были сделаны Е. Г. Юдовным и В. Д. Дибнером. Грибы с о. Гофмана, к сожалению, не удалось сохранить.

Находка пластинчатых грибов дает дополнительные данные о флоре архипелага и о географическом распространении некоторых видов семейства *Agaricaceae* на обширной территории Советского Союза, в том числе и в Арктике.

За 86 лет, прошедших с момента открытия Земли Франца-Иосифа до настоящего времени, здесь было найдено менее десятка различных видов грибов, включая и микромицеты. При сравнении микофлоры архипелага с микофлорой других полярных обла-

стей (например, Шпицбергена, Новой Земли или Гренландии) бросается в глаза крайняя бедность микофлоры Земли Франца-Иосифа. Скудность ее здесь можно объяснить общей бедностью флоры этих изолированных островов, но в то же время и недостатком сведений, собранных лишь немногими экспедициями, мало уделявшими внимания сбору коллекций грибов. Грибы здесь находились участниками различных экспедиций крайне редко и не каждый год. В отчетах некоторых из них упоминания о грибах вообще отсутствуют. Недостаток флористических сведений об этом архипелаге объясняется к тому же его некоторыми природными особенностями. Следует учитывать, что несмотря на сравнительно большую территорию архипелага, площадь свободной от льда суши очень невелика (~10% общей площади), а флора вообще не отличается богатством.

Климатические условия Земли Франца-Иосифа очень суровы и, по всей видимости, не дают возможности грибам ежегодно развиваться, проходить нормальный цикл вегетации и спороношения. Необходимый температурный оптимум для них создается на архипелаге не каждое лето, и только в некоторые годы лето бывает достаточно теплым. Грибы здесь могут развиваться в июле и августе лишь тогда, когда бывает достаточное количество сравнительно теплых и безветренных дней. В такие дни создаются необходимые экологические условия для развития микофлоры, так как почва прогревается в значительно большей степени, чем это обычно бывает на Земле Франца-Иосифа, и только тогда грибы могут образовывать плодовые тела.

Таким «грибным годом» был, в частности, 1957 г., когда в течение июля и августа отмечалось большое количество безветренных или почти безветренных, солнечных и сравнительно теплых дней. Температура воздуха поднималась несколько раз до +6°, а в приземном слое была, возможно, и выше. При таких условиях довольно высокую температуру имеют также и отдельные участки почвы. И. М. Иванов на Земле Франца-Иосифа наблюдал температуры почвы на глубине 5 см до +12°. Такие сравнительно высокие температуры воздуха и почвы на архипелаге — явление довольно редкое, и летние месяцы (июль — август) не ежегодно бывают настолько теплыми, чтобы создались благоприятные экологические условия для развития микофлоры.

Новая находка пластинчатых грибов на Земле Франца-Иосифа представляет дополнительный фактический материал для микogeографии и может помочь разрешению вопросов размещения некоторых видов и изменения флоры грибов в меридиональном направлении. Приведенные сведения дополняют в некоторой степени представления о приспособляемости некоторых видов пластинчатых грибов, об их широком экологическом и географическом диапазоне.

Л. С. Говоруха

Поступила 28/III 1959 г.

ИСПРАВЛЕНИЯ

1. В сборнике «Проблемы Арктики», вып. 7, 1959 г., на стр. 131 после строки 48 сверху по вине типографии пропущена следующая строка: «до или после замыкания клапанов. Если прибор наклонился до замыкания клапанов...».

2. В сборнике «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 1, 1959 г., на стр. 78 в пояснении к формуле (13) по вине автора указано:

$$A = 1 + \frac{\lambda}{mH_0} + \frac{\lambda}{L^* \rho H_0 t_1} \int_0^{t_1} \Phi_B t dt.$$

следует читать:

$$A = \frac{H_0}{t_1} \left(1 + \frac{\lambda}{mH_0} + \frac{1}{L^* \rho H_0 t_1} \int_0^{t_1} \Phi_B t dt \right)$$

Проблемы Арктики и Антарктики, Сборник статей, вып. 3
ААНИИ

Техн. редактор *Л. П. Дрожжина*

Корректор *Р. В. Добринская и Т. М. Юдина*

М-20571. Сдано в производство 30/X 1959 г. Подписано к печати 15/II 1960 г.
Бумага 70×108¹/₁₆=5,22 бум. л. Печ. л. 10,44. Уч.-изд. л. 9,44. Изд. № НТЛ/409.
Тираж 500 экз. Цена 6 р. 60 к. Заказ № 1327.

7-я типография издательства «Морской транспорт». Ленинград, ул. К. Заслонова, 30.

STAT

Page Denied

**ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

6

И Ю Н Ъ

1 9 6 0

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА

№ 6

ИЮНЬ

1960

*Журнал основан в 1937 г.
под редакцией академика О. Ю. Шмидта*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Д-р физ.-мат. наук А. Г. Калашников (главный редактор), акад. В. В. Шулейкин,
чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусов, чл.-корр. АН СССР И. А. Кибель,
чл.-корр. АН СССР М. С. Молоденский, чл.-корр. АН СССР А. М. Обухов,
чл.-корр. АН СССР Ю. В. Ризниченко, чл.-корр. АН СССР Е. К. Федоров,
д-р физ.-мат. наук Ю. П. Булашевич, д-р физ.-мат. наук Н. В. Зволинский,
д-р физ.-мат. наук В. И. Красовский, д-р физ.-мат. наук Е. Ф. Саваренский,
д-р физ.-мат. наук Б. М. Яновский, канд. физ.-мат. наук С. В. Доброклонский,
канд. физ.-мат. наук И. П. Смирнов (отв. секретарь)

Адрес редакции: Москва, Б. Грузинская. 10

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Ф. М. ГОЛЬЦМАН

ЧАСТОТНАЯ ТЕОРИЯ ГРУППИРОВАНИЯ СИГНАЛОВ
НА ФОНЕ КОРРЕЛИРОВАННЫХ ШУМОВ

Рассматриваются основные свойства x -представлений регулярных сигналов и нерегулярных коррелированных шумов. Группирование сигналов сводится к фильтрации соответствующих x -представлений. Исследуются зависимости средней квадратичной амплитуды шума на выходе группы и результирующего отношения сигнал/шум от параметров группы, а также от вида функции автокорреляции шума.

Методы группирования сигналов получили широкое распространение в сейсмической разведке как средство выделения полезных волн на фоне помех. В большинстве случаев выбор групп производится в предположении, что помеха состоит из идеальных регулярных волн, форма которых во времени, а также кажущиеся скорости при распространении не изменяются. Во многих случаях, однако, помеха представляет собой наложение сложных колебаний, которые нельзя считать регулярными.

Действие групп на нерегулярную помеху уже рассматривалось в литературе [5]. При этом обычно делалось предположение, что сейсмические шумы некоррелированы. Такое предположение является приближенным, так как в действительности все шумы, наблюдаемые в природе, в той или иной степени коррелированы.

В настоящей статье сделана попытка обобщить основные положения частотной теории группирования [4] на случай выделения полезных сигналов на фоне нерегулярных коррелированных шумов. Для характеристики последних используются некоторые результаты статистической теории сигналов [1]. Предлагаются способы обоснованного выбора параметров групп на основе данных экспериментального изучения свойств шумов. Статистический эффект группирования при наличии некоррелированных шумов является частным случаем проводимого ниже рассмотрения.

Представление сигналов как функций вертикального сечения
сейсмограммы

Пусть задан профиль x , вдоль которого производится регистрация проходящих волн.

Будем считать волну регулярной, если ее форма во времени, а также кажущаяся скорость v остаются постоянными по мере распространения волны вдоль направления x . Регулярную волну можно представить в виде функциональной зависимости $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$, где отношение x/v характеризует запаздывание волны по мере ее прихода к различным точкам профиля.

Волну $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$ можно рассматривать двояко, либо как функцию времени t при фиксированных значениях x и v , либо как функцию x при постоянных $t = t_0$ и v . В первом случае будем иметь t -представление, а во втором — x -представление сигнала $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$ в момент $t = t_0$. Так

как по условию форма сигнала и скорость v остаются неизменными при всех значениях x , то обоим упомянутым представлениям соответствуют подобные кривые вдоль осей t и x . В то же время x -представления регулярных сигналов, распространяющихся с различными скоростями v и имеющих одинаковые t -представления, отличаются друг от друга растяжением вдоль оси x , пропорциональным v . В частности, при $v \rightarrow \infty$ x -представление «растягивается» до бесконечности, принимая для всех x постоянное значение, равное $f(t_0)$.

Заметим, что в действительности скорость v и «форма» волны зависят от точки x профиля. Поэтому кривые x - и t -представлений, вообще говоря, отличаются друг от друга. В большинстве практически интересных случаев, однако, эта зависимость такова, что на некотором конечном участке профиля $x_1 \leq x \leq x_2$ скорость v и форму волны можно все же считать постоянными. Если так, то все сказанное выше остается справедливым для упомянутых конечных участков с той лишь разницей, что при достаточно больших скоростях v в выбранный промежуток $x_1 \leq x \leq x_2$ может попасть лишь часть сигнала $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$, рассматриваемого как функция x .

Перейдем далее к случаю нерегулярных сигналов. Если рассматривать последние как набор функций времени для различных точек профиля x , то «оси синфазности» таких сигналов обычно можно проследить лишь на весьма малом участке профиля.

Так же, как и раньше, нерегулярный сигнал можно рассматривать как функцию переменной x , проводя вертикальное сечение сейсмограммы в некоторый фиксированный момент времени $t = t_0$. При этом будем иметь x -представление $n(x)$ нерегулярных сигналов в момент $t = t_0$. Заметим, что в большинстве случаев, имеющих практический интерес, сигнал $n(x)$ обладает гораздо более тонкой структурой, чем x -представления регулярных сигналов и для достаточно большого участка профиля представляет собой отрезок случайной шумовой функции.

В дальнейшем условимся считать, что шум $n(x)$ является стационарным и его статистические свойства для выбранного момента $t = t_0$ мало отличаются от статистических свойств x -представлений шумов в соседние моменты $t_0 - \eta \leq t \leq t_0 + \eta$, где η — эффективная длительность полезного сигнала. Так как длительность η достаточно мала, то сделанное предположение обычно выполняется на практике.

Из сказанного следует, что задача выделения оси синфазности может быть сведена к выделению x -представления полезного регулярного сигнала на фоне x -представлений помех, заданных в виде некоторой реализации шума $n(x)$.

Спектральные свойства x -представлений сигналов

Перейдем далее к изображению в виде спектров x -представлений сигналов $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$ и $n(x)$. При этом введем новую переменную ν , которая является аналогом циклической частоты ω преобразований Фурье функций времени.

Очевидно, что «частота» ν имеет размерность радиан/длина.

Обозначим спектр t -представления сигнала $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$ в точке $x = 0$ через $S(\omega)$. Тогда спектр $F(\nu)$ x -представления сигнала в момент $t = t_0$ будет иметь вид

$$\begin{aligned} F(\nu) &= \int_{-\infty}^{\infty} f\left(t_0 - \frac{x}{v}\right) e^{-i\nu x} dx = v \bar{S}(\nu\nu) \exp(-it_0\nu\nu) = \\ &= v |S(\nu\nu)| \exp[-i \arg S(\nu\nu) - it_0\nu\nu]. \end{aligned}$$

Отсюда следует, что модуль $|F(v)|$ спектра x -представления регулярного сигнала с точностью до множителя v вертикального масштаба совпадает с модулем спектра $S(\omega)$ t -представления сигнала, отличаясь от него растяжением вдоль оси v , обратно пропорциональным скорости v . В частности, при $v \rightarrow \infty$ кривая модуля $|F(v)|$ сколь угодно близко приближается к оси $v = 0$, беспрестанно возрастая по амплитуде. Сделанные заключения справедливы, разумеется, в предположении, что форма t -представления сигнала $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$ и скорость v остаются постоянными при всех значениях x , при которых x -представление еще заметно отлично от нуля.

Перейдем далее к спектральным характеристикам x -представлений нерегулярных сигналов. Эффективность шума $n(x)$ будем оценивать в среднем, определяя его среднюю квадратичную амплитуду a , так как средняя амплитуда x -представлений нерегулярных сейсмических сигналов почти всегда равна нулю.

Амплитуду a можно найти по формуле

$$a = \sqrt{W_0}, \quad (1)$$

где W_0 — средняя мощность шума.

В свою очередь средняя мощность W_0 определяется интегралом

$$W_0 = \int_{-\infty}^{\infty} W(v) dv, \quad (2)$$

в котором $W(v)$ — сглаженный спектр мощности шума, полученный в результате усреднения спектров $\frac{1}{2l} |N_i(v)|^2 \frac{1}{2\pi}$ при $l \rightarrow \infty$. Здесь $N_i(v)$ — спектры «типичных» отрезков возможных реализаций шумовой функции $n(x)$; $2l$ — длина отрезков.

В случае практических расчетов сглаженный спектр мощности $W(v)$ проще всего определять путем частотного анализа функции автокорреляции $\varphi(\epsilon)$ шума. По определению [1] функция $\varphi(\epsilon)$ равна

$$\varphi(\epsilon) = \lim_{l \rightarrow \infty} \frac{1}{2l} \int_{-l}^l n(\epsilon + x) n(x) dx, \quad (3)$$

т. е. выражается непосредственно через значения шумовой функции $n(x)$. Таким образом, функция автокорреляции оказывается основной характеристикой, посредством которой определяются прочие усредненные характеристики шума.

Как будет видно из дальнейшего, для того чтобы произвести обоснованный выбор группы для выделения полезного регулярного сигнала на фоне помех, необходимо сделать некоторые предположения относительно спектров $F(v)$ и $W(v)$. В частности, если эти спектры заранее известны, то можно говорить об оптимальном * выделении сигнала. В большинстве случаев, однако, спектр $F(v)$ не известен и можно лишь ориентировочно наметить границы диапазона значений $v' \leq v \leq v''$, в котором в основном сосредоточена энергия этого спектра. Что касается спектра мощности $W(v)$ шума, то последний, как будет показано ниже, может быть приближенно найден экспериментально.

В связи с практическим определением граничных частот v' и v'' спектра $F(v)$ отметим, что если значения граничных частот ω' и ω'' спектра $S(\omega)$ заранее известны, то соответствующие значения v' и v'' легко найти по формулам

$$v' = \frac{\omega'}{v}, \quad v'' = \frac{\omega''}{v}, \quad (4a)$$

где v — предполагаемое значение кажущейся скорости полезной волны

* В смысле максимума отношения сигнал/шум.

Найденные значения v' и v'' верны лишь в том случае, если x - и t -представления полезного сигнала подобны, или, что то же самое, если форма сигнала во времени и скорость v неизменны при всех значениях x , при которых x -представление сигнала заметно отлично от нуля. В остальных случаях фактический диапазон частот, занимаемый спектром $F(v)$, как правило, шире. Для его ориентировочного определения можно наметить промежуток значений $x' \leq x \leq x''$, в котором t -представления сигнала $f\left(t - \frac{x}{v}\right)$ и скорость v постоянны, и считать, что x -представление сигнала имеет форму прямоугольного импульса ширины $x_2 - x_1$. При этом в качестве граничных частот берутся значения

$$v' = 0, \quad v'' = \frac{2\pi}{x_2 - x_1}. \quad (46)$$

В подавляющем большинстве случаев истинные значения граничных частот лежат между значениями, полученными по формулам (4а) и (46)*.

Остановимся на практическом определении спектра $W(v)$.

Как уже упоминалось, последний можно найти путем частотного анализа функции автокорреляции $\varphi(\varepsilon)$. В свою очередь функцию $\varphi(\varepsilon)$ можно вычислить по заданной реализации шума $n(x)$.

Заметим, что так как время $t = t_0$, при котором производится вертикальное сечение сейсмограммы при определении $n(x)$, выбирается в момент, когда ожидается появление оси синфазности полезной волны, то найденное x -представление $g(x)$ сигнала на самом деле может оказаться суммой x -представлений полезного сигнала и собственно шума

$$g(x) = f\left(t_0 - \frac{x}{v}\right) + n(x).$$

Подставляя написанное равенство в формулу (3) и считая полезный сигнал $f\left(t_0 - \frac{x}{v}\right)$ и шум $n(x)$ некогерентными, получим

$$\varphi_g(\varepsilon) = \varphi_c(\varepsilon) + \varphi(\varepsilon),$$

где $\varphi_c(\varepsilon)$ и $\varphi_g(\varepsilon)$ — функции автокорреляции соответственно полезного сигнала $f\left(t_0 - \frac{x}{v}\right)$ и x -представления $g(x)$, снятого непосредственно с сейсмограммы. При этом найденный путем частотного анализа спектр мощности $W_g(v)$ x -представления $g(x)$ также оказывается суммой спектров мощности $W_c(v)$ и $W(v)$ полезного сигнала и шума.

Заметим, однако, что шумовая функция $n(x)$ в силу нерегулярности обладает гораздо более тонкой структурой, чем x -представление регулярного сигнала $f\left(t_0 - \frac{x}{v}\right)$. Отсюда следует, что спектр мощности $W_c(v)$ сигнала в основном сосредоточен в более узкой области частот $v' \leq v \leq v''$, чем спектр $W(v)$. Это позволяет получить достаточно полное представление о спектре $W(v)$ шума по найденному спектру $W_g(v)$, если в последнем исключить из рассмотрения промежуток $v' \leq v \leq v''$, в котором может быть сосредоточен спектр мощности полезного сигнала.

Практические способы вычисления функции автокорреляции по заданной реализации шума рассматриваются в работе [2].

Преобразование x -представлений сигналов при группировании

Рассмотрим группу, состоящую из N приемников с дискретной функцией распределения чувствительности $h'(k\Delta x)$ (где k — номер приемника; Δx — расстояние между приемниками).

* Описанный способ оценки почти всегда справедлив при определении v' и v'' для отраженных волн, следующих с большими кажущимися скоростями.

Обозначим через $H_{\text{пер}}(\nu)$ периодическую частотную характеристику группы. Как показано в работе [3], характеристику $H_{\text{пер}}(\nu)$ можно представить в виде суммы

$$H_{\text{пер}}(\nu) = \sum_{p=-\infty}^{\infty} H(\nu - 2p\nu_0),$$

где $H(\nu)$ — спектр огибающей $h(x)$ дискретной функции $\frac{1}{\Delta x} h'(k\Delta x)$; $2\nu_0$ — период повторения, равный $2\pi/\Delta x$.

Пусть на входе группы в момент $t = t_0$ действует сигнал $g(x)$. Соответствующий сигнал на выходе группы в тот же момент времени равен

$$g_{\text{вых}}(x) = \sum_k f\left[t_0 + \frac{(x - k\Delta x)}{\nu}\right] h'(k\Delta x) + \sum_k n(k\Delta x - x) \cdot h'(k\Delta x).$$

Здесь суммы правой части равенства представляют собой, соответственно, полезный сигнал $f_{\text{вых}}(x)$ и шум $n_{\text{вых}}(x)$, полученные в результате группирования. Переходя к спектрам функций, получим:

$$F_{\text{вых}}(\nu) = \bar{F}(\nu) \cdot H_{\text{пер}}(\nu), \quad N_{\text{вых}}(\nu) = \bar{N}(\nu) \cdot H_{\text{пер}}(\nu), \quad (5)$$

где $F_{\text{вых}}(\nu)$ и $N_{\text{вых}}(\nu)$ — соответственно спектры сигналов $f_{\text{вых}}(x)$ и $n_{\text{вых}}(x)$; $\bar{F}(\nu)$ и $\bar{N}(\nu)$ — комплексно-сопряженные значения спектров $F(\nu)$ и $N(\nu)$ x -представлений сигналов соответственно $f(t_0 - \frac{x}{\nu})$ и $n(x)$.

Из равенств (5) следует, что группирование эквивалентно частотной фильтрации x -представлений сигналов и эффективность группирования при разделении сигналов определяются различиями в спектрах x -представлений полезного сигнала и шума. Для того чтобы судить об интенсивности шума, полученного в результате группирования, определим его спектр мощности $W_{\text{вых}}(\nu)$, который равен [1]:

$$W_{\text{вых}}(\nu) = W(\nu) \cdot |H_{\text{пер}}(\nu)|^2. \quad (6)$$

При этом средняя мощность $W_{0\text{вых}}$ и средняя квадратичная амплитуда $a_{\text{вых}}$ результирующего шума определяются по формулам, аналогичным (1) и (2):

$$W_{0\text{вых}} = \int_{-\infty}^{\infty} W_{\text{вых}}(\nu) d\nu, \quad a_{\text{вых}} = \sqrt{W_{0\text{вых}}}. \quad (7)$$

Периодическая частотная характеристика $H_{\text{пер}}(\nu)$ выбирается с таким расчетом, чтобы спектр мощности шума оказался по возможности вне как центрального, так и побочных периодов характеристики, и в то же время диапазон частот $\nu' \leq \nu \leq \nu''$, в котором по предположению сосредоточен спектр мощности полезного сигнала, попал внутрь полосы пропускания центрального периода характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$. Такой выбор характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ обеспечивает максимальное энергетическое превышение результирующего сигнала над помехой.

Свертывая выбранную характеристику $H_{\text{пер}}(\nu)$, найдем дискретную функцию распределения чувствительности $h'(k\Delta x)$. Примеры синтеза дискретных групп рассмотрены в работе [4].

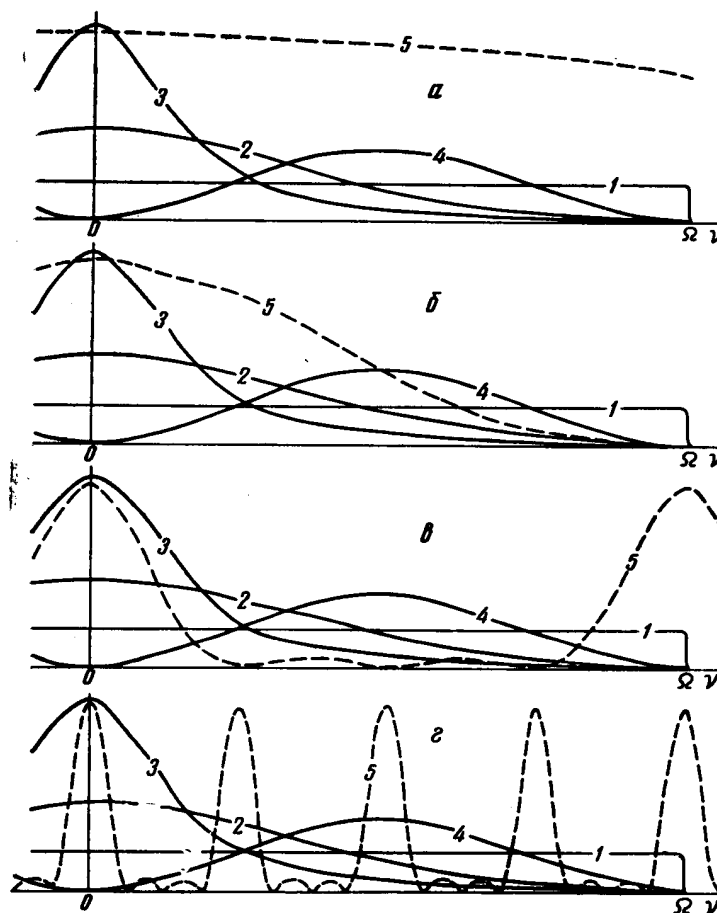
Статистическое подавление шумов группами с фиксированным числом приемников при различном растяжении (сжатии) дискретной функции распределения

В рассматриваемом случае величины ординат дискретной функции распределения $h'(k\Delta x)$ остаются неизменными. В то же время растяжение (сжатие) функции $h'(k\Delta x)$ вдоль оси x приводит к пропорциональ-

ному сжатию (растяжению) периодической частотной характеристики $H_{\text{пер}}(\nu)$ при постоянных значениях ординат последней.

На фиг. 1 изображены спектры мощности $W(\nu)$ различных шумов, в основном сосредоточенные в диапазоне $-\Omega \leq \nu \leq \Omega$ с одинаковой средней квадратичной амплитудой a (кривые 1—4). Там же показаны пунктиром периодические частотные характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$, принадлежащие дискретному распределению $h'(k\Delta x)$ с прямоугольной огибающей $\Delta x h(x)$ при различных значениях Δx .

Число ординат дискретного ядра выбрано равным 4.



Фиг. 1. К определению зависимости амплитуды $a_{\text{вых}}$ от величины промежутков Δx при фиксированном числе приемников в группе.

1—4 — спектры $W(\nu)$ шумов; 5 — частотная характеристика $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$; а — $\Delta x = \pi/8 \Omega$; б — $\Delta x = \pi/2 \Omega$; в — $\Delta x = 2\pi/\Omega$; г — $\Delta x = 8\pi/\Omega$

На фиг. 2, 1 показаны соответствующие зависимости $a_{\text{вых}}$ от величины промежутков Δx , найденные по формулам (6), (7).

Как видно из фиг. 1, а, при малых Δx (например при $\Delta x = \pi/8\Omega$, где Ω — граничная частота спектров $W(\nu)$ шумов) растяжение характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ настолько велико, что спектр $W(\nu)$ шума полностью попадает в область почти постоянных значений характеристики, близких к $|H_{\text{пер}}(0)|^2$. При этом средняя квадратичная амплитуда на выходе равна

$$a_{\text{вых}} \approx a \cdot H_{\text{пер}}(0),$$

или, так как $H_{\text{пер}}(0) = \sum_k h'(k\Delta x)$, то

$$a_{\text{вых}} \approx a \sum_k h'(k\Delta x). \quad (8)$$

Отсюда следует, что при весьма малых Δx шум $n(x)$ суммируется как принятый синфазно регулярный сигнал.

Начнем далее растягивать огибающую $h(x)$ вместе с промежутками Δx . Тогда, как уже упоминалось, характеристика $H_{\text{пер}}(\nu)$ начнет сжиматься (фиг. 1, б). Это приводит к уменьшению средней мощности и, следовательно, амплитуды $a_{\text{вых}}$ шума на выходе (фиг. 2). При дальнейшем растяжении функции $h'(k\Delta x)$ побочные периоды характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ входят внутрь промежутка $-\Omega \leq \nu \leq \Omega$, в котором сосредоточены спектры $W(\nu)$ шумов (фиг. 1, в, 1, в). Наконец при $\Delta x \rightarrow \infty$ амплитуда $a_{\text{вых}}$ стремится к постоянной величине, равной

$$a_{\text{вых}} = a \left[\sum_k h'^2(k\Delta x) \right]^{1/2}.$$

В частном случае, когда все ординаты функции распределения одинаковы и равны h получим:

$$a_{\text{вых}} = ah\sqrt{N}, \quad (9)$$

где N — полное число приемников в группе.

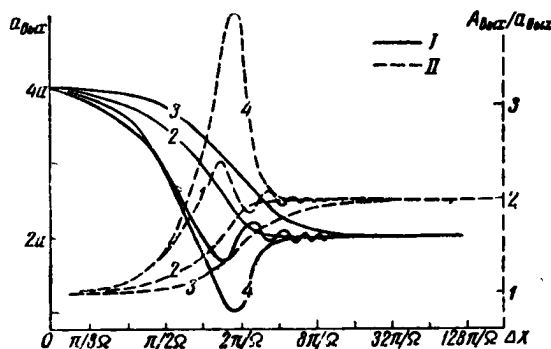
Формулы (8) и (9) определяют предельные значения амплитуды шума на выходе при $\Delta x \rightarrow 0$ и $\Delta x \rightarrow \infty$. Заметим, что, как видно из фиг. 2, предельное значение $a_{\text{вых}}$ при $\Delta x \rightarrow \infty$ достигается практически уже при попадании нескольких первых побочных периодов характеристики внутрь промежутков, в которых в основном сосредоточены спектры мощности шумов. Поэтому дальнейшее растяжение Δx при фиксированном числе приемников в группе уже не приводит к существенному понижению амплитуды $a_{\text{вых}}$.

Как видно из фиг. 2, характер изменения амплитуды $a_{\text{вых}}$ существенно зависит от вида спектра мощности $W(\nu)$. В частности, если последний имеет достаточно пологий завал в области высоких частот (фиг. 1, 2, кривые 2, 3), то величина $a_{\text{вых}}$ убывает монотонно по мере растяжения $h'(k\Delta x)$, стремясь к предельному значению.

Иначе обстоит дело, если спектр шума имеет крутой завал в области высоких частот (см., например, спектр «белого» шума, фиг. 1, 2, кривые 1). В этом случае амплитуда $a_{\text{вых}}$ осциллирует, проходя через ряд максимумов и минимумов по мере увеличения Δx .

Наконец, если спектр $W(\nu)$ имеет завалы как в области высоких, так и в области низких частот (фиг. 1, 2, кривые 4), то наименьшая величина $a_{\text{вых}}$ достигается при значениях Δx , при которых основная часть спектра $W(\nu)$ шума попадает в промежутках «нулевых» значений между центральным и первым побочным периодами характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$. При этом минимальная амплитуда $a_{\text{вых}}$ может быть значительно меньше предельного значения $a_{\text{вых}}$ при $\Delta x \rightarrow \infty$.

Таким образом, если число ординат дискретной функции распределения $h'(k\Delta x)$ фиксировано и спектр шума $W(\nu)$ имеет завал в области низких частот, то существует оптимальное растяжение $h'(k\Delta x)$, при котором

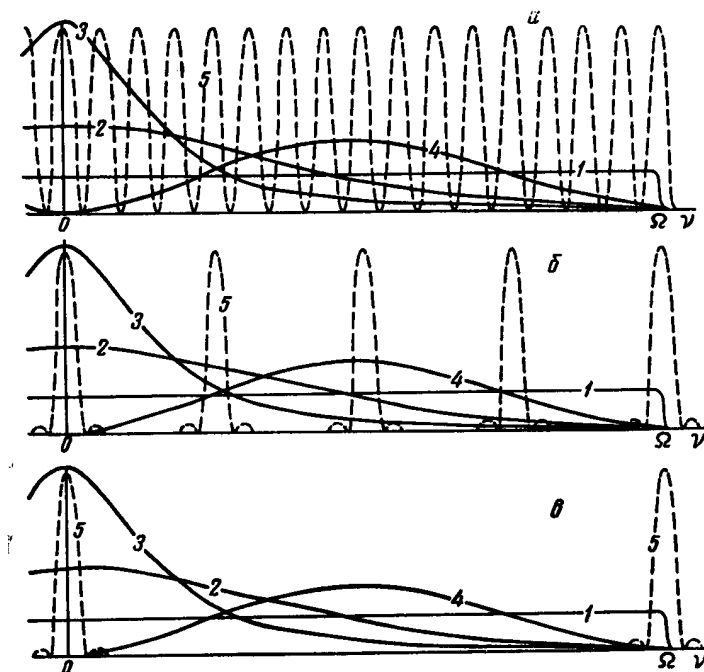


Фиг. 2. Зависимости $a_{\text{вых}}$ (I) и $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ (II) от величины промежутков Δx при фиксированном числе приемников в группе

амплитуда $a_{\text{вых}}$ минимальна. Упомянутое оптимальное растяжение проще всего находить графически, определяя площадь, ограниченную кривой спектра мощности $W_{\text{вых}}(\nu)$ результирующего шума, определенного формулой (6), при различном растяжении периодической характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$.

Статистическое подавление шумов группами с фиксированной базой при различной величине промежутков Δx между приемниками

В рассматриваемом случае число приемников в группе изменяется обратно пропорционально величине Δx , в то же время ординаты дискретной функции распределения $h'(k\Delta x)$ изменяются, вписываясь внутрь кривой $\Delta x h(x)$, ординаты которой поддерживаются постоянными. Легко видеть, что слагаемые $H(\nu - 2p\nu_0)$, из которых построена периодическая характеристика $H_{\text{пер}}(\nu)$, остаются неизменными по ширине, но изменяют свою амплитуду обратно пропорционально Δx . Период повторения характеристики по-прежнему определяется формулой $\nu_0 = \pi/\Delta x$.



Фиг. 3. К определению зависимости амплитуды $a_{\text{вых}}$ от величины промежутков Δx при фиксированной базе.
1 — 4 — спектры $W(\nu)$ шумов; 5 — частотная характеристика $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$;
[а — $\Delta x = 32\pi/\Omega$; б — $\Delta x = 8\pi/\Omega$; в — $\Delta x = 2\pi/\Omega$]

На фиг. 3 сплошной линией показаны спектры шумов, рассмотренные в предыдущем разделе. Там же показаны пунктиром характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ при различных значениях Δx , но при фиксированной базе $2x_0$. В целях сокращения размеров чертежа вертикальный масштаб характеристик $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ искажен с тем, чтобы их амплитудные значения оказались одинаковыми для рассматриваемых величин Δx .

На фиг. 4, 1 изображены соответствующие зависимости средней квадратичной амплитуды $a_{\text{вых}}$ результирующего шума от величины промежутков Δx .

Как видно из фиг. 3, а, при больших значениях Δx внутри диапазона, в котором в основном сосредоточены спектры шумов, попадает большое число периодов характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$. Это соответствует случаю, когда промежутки Δx достаточно велики, так что вероятностные связи между суммируемыми ординатами шумовой функции оказываются пренебрежимо малыми.

По мере уменьшения промежутков Δx , а следовательно, по мере увеличения числа ординат $h'(k\Delta x)$ периоды повторения $2\nu_0$ растут при неизменной ширине слагаемых $H(\nu - 2p\nu_0)$ периодической характеристики (фиг. 3, б). При этом амплитуда $a_{\text{вых}}$ результирующего шума возрастает вначале медленно, а затем быстрее. Наконец, когда первые побочные периоды характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ выходят за пределы диапазона, в котором в основном сосредоточены спектры шумов (фиг. 3, в), амплитуда $a_{\text{вых}}$ начинает расти обратно пропорционально Δx . Дальнейшее уменьшение Δx фактически уже не влияет на скорость возрастания $a_{\text{вых}}$.

Как видно из фиг. 4, зависимости $a_{\text{вых}}$ от Δx существенно определяются видом спектра мощности $W(\nu)$. В частности, если последний имеет достаточно пологий завал высоких частот (фиг. 3, 4, кривые 2, 3), величина $a_{\text{вых}}$ возрастает монотонно. В случае белого шума (фиг. 3, 4, кривые 1) наблюдается некоторая осцилляция значений $a_{\text{вых}}$ по мере уменьшения Δx . Наконец, если спектр $W(\nu)$ имеет завал при малых значениях ν (фиг. 3, 4, кривые 4), кривая зависимости $a_{\text{вых}}$ от Δx проходит через минимум, глубина которого зависит от вида спектра $W(\nu)$, а также от типа периодической частотной характеристики. Минимум достигается, когда основная часть спектра $W(\nu)$ попадает в промежуток нулевых значений между центральным и первым побочным периодами характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$.

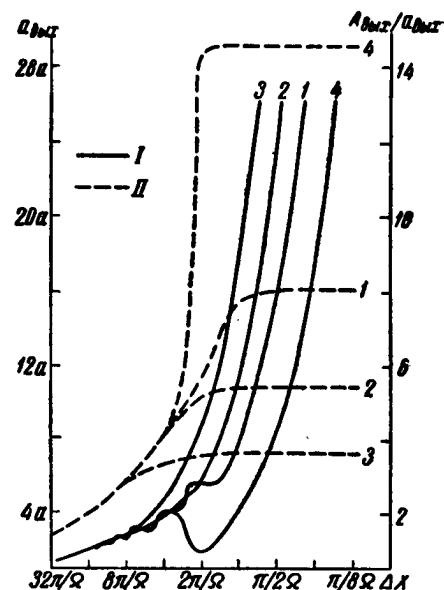
Прием полезных сигналов на фоне шумов при группировании

Эффективность выделения полезного сигнала на фоне шума можно характеризовать величиной отношения $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$, где $A_{\text{вых}}$ — пиковая амплитуда полезного сигнала; $a_{\text{вых}}$ — среднеквадратичная амплитуда шума на выходе группы. Тогда, согласно (5) — (7), будем иметь

$$\frac{A_{\text{вых}}}{a_{\text{вых}}} = \frac{\left| \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{F}(\nu) H_{\text{пер}}(\nu) \exp(i\nu x) d\nu \right|_{\max}}{\left[\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} W(\nu) |H_{\text{пер}}(\nu)|^2 d\nu \right]^{1/2}}. \quad (10)$$

Здесь индекс \max при модуле в числителе означает, что вычисление интеграла производится при таком значении x , при котором величина модуля максимальна.

Из формулы (10) следует, что для определения величины $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ в общем случае необходимо знать спектр $F(\nu)$ полезного сигнала. Рас-



Фиг. 4. Зависимости $a_{\text{вых}}$ (I) и $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ (II) от величины промежутков Δx при фиксированной базе

смотрим два частных случая, в которых возможно судить о величине отношения сигнал/шум без знания спектра $F(\nu)$.

Пусть выбор группы производится при фиксированной базе $2x_0$ и, кроме того, прием полезного сигнала осуществляется лишь за счет полосы пропускания центрального периода характеристики $H_{\text{пер}}(\nu)$, что, как правило, имеет место. Тогда, согласно предыдущему разделу, вариация промежутков Δx приводит лишь к изменению вертикального масштаба произведения $\bar{F}(\nu) \cdot H_{\text{пер}}(\nu)$ в числителе (10) пропорционально $1/\Delta x$. Отсюда следует, что форма полезного сигнала на выходе остается неизменной, возрастая по амплитуде по мере уменьшения Δx пропорционально $1/\Delta x$. Учитывая зависимость амплитуды $a_{\text{вых}}$ от Δx , рассмотренную в предыдущем параграфе, легко построить кривые, иллюстрирующие поведение отношения $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ при изменении Δx (фиг. 4, II).

Как видно из фиг. 4, по мере уменьшения Δx отношение $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ стремится к предельному значению, которое практически достигается тогда, когда первый побочный период характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ выходит за пределы диапазона, в котором сосредоточен спектр $W(\nu)$ шума. Дальнейшее уменьшение Δx , и, следовательно, увеличение числа приемников мало влияет на величину отношения $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$. Величина предельного отношения зависит от того, какая часть спектра $\bar{F}(\nu)$ полезного сигнала, а также спектра $W(\nu)$ шума окажется в полосе пропускания центрального периода характеристик соответственно $H_{\text{пер}}(\nu)$ и $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$.

Второй случай, когда можно произвести оценку отношения $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ без знания спектра $F(\nu)$ касается выбора группы при фиксированном числе приемников. При этом, однако, необходимо предположить, что полезные сигналы принимаются синфазно различными приемниками группы (прием отраженных волн, прием прямых волн группой перпендикулярной линии профиля и др.). При сделанных предположениях амплитуда $A_{\text{вых}}$ результирующего полезного сигнала равна

$$A_{\text{вых}} = A \sum_k h'(k\Delta x),$$

где A — амплитуда сигнала принятого одиночным приемником. Отсюда следует, что

$$\frac{A_{\text{вых}}}{a_{\text{вых}}} = \frac{A \sum_k h'(k\Delta x)}{\left[\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} W(\nu) |H_{\text{пер}}(\nu)|^2 d\nu \right]^{1/2}}. \quad (11)$$

Определим значения $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ при $\Delta x \rightarrow 0$ и $\Delta x \rightarrow \infty$. В случае $\Delta x \rightarrow 0$ периодическая характеристика $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$ расширяется до бесконечности, принимая для всех ν постоянное значение, равное $|H_{\text{пер}}(0)|^2$.

При этом

$$\frac{A_{\text{вых}}}{a_{\text{вых}}} \rightarrow \frac{A}{a} \cdot \frac{\sum_k h'(k\Delta x)}{|H_{\text{пер}}(0)|^2} = \frac{A}{a}.$$

Таким образом, при малых значениях Δx результирующее отношение сигнал/шум близко к исходному.

В случае если $\Delta x \rightarrow \infty$, будем иметь:

$$\frac{A_{\text{вых}}}{a_{\text{вых}}} \rightarrow \frac{A}{a} \cdot \frac{\sum_k h'(k\Delta x)}{\left[\sum_k h'^2(k\Delta x) \right]^{1/2}}. \quad (12)$$

Таким образом, при весьма больших значениях Δx величина отношения сигнал/шум возрастает в $\frac{\sum_k h'(k\Delta x)}{\left[\sum_k h'^2(k\Delta x)\right]^{1/2}}$ раз. В частности, при одинаковой чувствительности приемников в группе, получим

$$\frac{A_{\text{вых}}}{a_{\text{вых}}} \rightarrow \frac{A}{a} \cdot \sqrt{N}, \text{ при } \Delta x \rightarrow \infty, \quad (13)$$

где N — полное число приемников.

Формулы (12) и (13) согласуются с выражениями для $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$, полученными в работе [5] для случая некоррелированных шумов.

Рассмотрим поведение отношения $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ при изменении Δx в пределах от 0 до ∞ . Вычисление значений $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ проведем по формуле (11) для кривых $W(\nu)$ и $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$, приведенных на фиг. 1. Полученные зависимости изображены на фиг. 2, 11.

Как видно из фиг. 2, кривые $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ существенно зависят от вида спектра мощности шума. В случае шумов, коррелированных со сравнительно пологим завалом высоких частот (фиг. 2, кривые 2, 3), величина $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ монотонно возрастает по мере увеличения Δx , стремясь к предельному значению (12). В случае белого шума величина $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ осциллирует вблизи предельного значения (фиг. 2, кривая 1). Наконец, если спектр мощности шума имеет завал как высоких, так и низких частот, кривая зависимости $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ проходит через максимум, величина которого может заметно превышать предельное значение $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ при $\Delta x \rightarrow \infty$ (фиг. 2, кривая 4). Таким образом, если число приемников в группе фиксировано и спектр шума имеет завал как низких, так и высоких частот, то существует оптимальная база $2x_0$, при которой отношение $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ достигает максимума.

С частотной точки зрения оптимальная база соответствует такому растяжению характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$, при котором спектр шума $W(\nu)$ оказывается в основном сосредоточенным в промежутке «нулевых» значений характеристики между центральным и первым побочным периодами.

В заключение отметим, что, как видно из кривых фиг. 2, предельное значение $A_{\text{вых}}/a_{\text{вых}}$ (12) достигается практически при таких Δx , при которых внутри диапазона, в котором в основном сосредоточен спектр шума $W(\nu)$, попадает несколько первых периодов характеристики $|H_{\text{пер}}(\nu)|^2$. При этом дальнейшее растяжение промежутков Δx уже незначительно влияет на величину отношения сигнал/шум.

Выводы

Колебания, зарегистрированные на сейсмограмме, рассматриваются как функции переменной x в момент времени $t = t_0$, вблизи которого ожидается появление оси синфазности полезной волны.

Группирование сигналов эквивалентно «частотной» фильтрации их x -представлений.

При растяжении базы дискретной группы при постоянных чувствительности и числе приемников средняя квадратичная амплитуда $a_{\text{вых}}$ шума на выходе уменьшается, стремясь при $\Delta x \rightarrow \infty$ к постоянному значению. Использование очень больших баз, однако, не имеет смысла, так как предельное значение $a_{\text{вых}}$ достигается практически при попадании нескольких первых периодов характеристики $H_{\text{пер}}(\nu)$ внутри диапазона, в котором в основном сосредоточен сглаженный спектр мощности шума.

Если x -представления шума коррелированы с завалом низких частот, то существует оптимальное растяжение базы, при котором амплитуда

$a_{\text{вых}}$ минимальна. Величина минимального значения $a_{\text{вых}}$ зависит от вида спектра мощности шума и может быть значительно меньше предельного при $\Delta x \rightarrow \infty$ значения $a_{\text{вых}}$. В случае синфазного приема полезных сигналов растяжение базы, при котором $a_{\text{вых}}$ минимальна, обеспечивает максимум результирующего отношения сигнал/шум.

При увеличении числа приемников в группе с фиксированными базой и огибающей дискретного распределения чувствительности амплитуда $a_{\text{вых}}$ возрастает, и при достаточно малых Δx это возрастание пропорционально N . Если при этом прием полезных сигналов осуществляется только за счет центрального периода характеристики $H_{\text{пер}}(\nu)$, то отношение сигнал/шум возрастает по мере уменьшения Δx , стремясь к постоянной величине, которая достигается практически сразу же после выхода первого побочного периода характеристики $H_{\text{пер}}(\nu)$ за пределы спектра мощности шума.

Автор выражает признательность Г. И. Петрашеню за ряд полезных советов при выполнении настоящей работы.

Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова

Поступила
21.XI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольдман С. Теория информации. ИЛ, М., 1957.
2. Вентцель Е. С. Теория вероятности. Гос. изд. физ-мат. лит., М., 1958.
3. Гольцман Ф. М. К теории линейных преобразований сигналов. Вестн. ЛГУ, № 22, 1959.
4. Гольцман Ф. М. Вопросы частотной теории группирования. Сб. «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», 2, 1958.
5. Гурвич И. И., Дукач Д. Ш. О статистическом эффекте группирования в сейсморазведке. Прикл. геофиз., вып. 22, 1959.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Н. К. БУЛИН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА
ПРИ ПОМОЩИ ОБМЕННЫХ ПРОХОДЯЩИХ ВОЛН ТИПА PS ,
РЕГИСТРИРУЕМЫХ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Показана возможность выделения на сейсмограммах станций общего типа обменной проходящей волны PS , образовавшейся при землетрясении на поверхности складчатого фундамента. Приводятся результаты определения глубины этой границы по сейсмограммам близких и удаленных землетрясений, зарегистрированных станцией «Байрам-Али».

Е. М. Бутовская [3] впервые выделила обменную головную волну P^*S при близком землетрясении и определила глубину слоя базальта по сейсмограммам станции «Ташкент», оборудованной приборами системы Б. Б. Голицына. Позднее С. С. Андреевым [1] и Д. Н. Рустановичем [10] было доказано, что обменные волны типа PS при близком и местном землетрясениях хорошо регистрируются также сейсмическими станциями регионального типа и могут быть использованы для определения глубины целого ряда границ раздела земной коры. Что касается обменных волн типа PS , возникающих при удаленных землетрясениях (имеются в виду волны, распространяющиеся как P от очага до границы раздела вблизи станции и меняющие природу при переходе через эту границу раздела), то, как показано в работе С. С. Андреева и Н. В. Шебалина [2], их выделение наиболее эффективно в случае использования короткопериодных сейсмографов системы Д. А. Харина.

Мы поставили целью выяснить возможность выделения обменных волн типа PS на сейсмограммах станций общего типа, оборудованных сейсмографами системы Д. П. Кирноса. При этом имелось в виду, что наличие четких вступлений обменных волн на сейсмограммах стационарных станций сейсмической сети СССР позволило бы получить ряд ценных данных о глубинном строении земной коры в районе этих станций.

Для решения поставленной задачи были проанализированы сейсмограммы 1956—1958 гг. сейсмической станции «Байрам-Али» (заведующий станцией В. М. Маннар), расположенной на территории юго-восточной Туркмении в городе того же названия. Станция «Байрам-Али» оснащена сейсмографами СВК и СГК [4]. Нормальное увеличение сейсмографов для периодов от 0,3 до 10 сек. в 1956—1958 гг. составляло в среднем: у сейсмографа СВК-540, СГК (N — S) — 1120, СГК (E — W) — 1070. Имея типовую характеристику, станция «Байрам-Али» достаточно хорошо регистрирует как удаленные, так и близкие, главным образом, глубоководные землетрясения Средней Азии.

Сейсмогеологическое строение района. Район расположения станции «Байрам-Али» относится к Мургабской впадине, характеризующейся развитием мощной толщи мезо-кайнозойских отложений, которые представлены песчано-глинистыми и карбонатными породами [7, 8]. Скважина, расположенная в 25 км к северо-западу от Байрам-Али, на глубине 1500 м вскрыла верхнемеловые отложения.

По данным сейсморазведки МОВ и КМПВ, средняя скорость продольных волн до глубины 4—5 км составляет 2,8—3,0 км/сек. Глубина нижнего преломляющего горизонта, который по ряду признаков сопоставляется

с поверхностью предположительно слабо метаморфизованных и слабо дислоцированных отложений палеозоя, по данным КМПВ равна около 4 км.

Строение более глубоких интервалов разреза земной коры в исследуемом районе изучено сейсмологическим методом и аэромагниторазведкой.

В ближайших окрестностях Байрам-Али в 1957—1958 гг. Среднеазиатской экспедицией ВСЕГЕИ осуществлены сейсмологические наблюдения на станциях регионального типа с целью регистрации обменных волн типа PS при удаленных и близких землетрясениях. В результате этих работ в ряде точек выявлена опорная граница раздела, глубина которой в среднем равна 7,3 км.

Расчеты глубин по графикам аэромагнитной съемки ΔT_a , выполненные для исследуемого района З. А. Макаровой и А. В. Глазуновой (ВСЕГЕИ), показывают, что верхняя кромка магнитных масс, которая на большей части территории юго-восточной Туркмении совпадает с упомянутой выше опорной границей, установленной по материалам сейсмологических наблюдений, в данном районе располагается на глубине около 8,0 км.

Небольшие размеры статьи, к сожалению, не позволяют привести достаточно подробное обоснование стратиграфической привязки этой границы раздела. Укажем, что по ряду признаков, в том числе основываясь на совпадении глубин сейсмической границы и верхней кромки магнитных масс, рассматриваемая граница может быть сопоставлена с поверхностью складчатого фундамента, который в соседних участках, в частности на севере Туркменистана, в районе г. Ташауза, представлен сильно дислоцированными и сильно метаморфизованными породами среднего и нижнего палеозоя.

Основные критерии выделения обменных волн типа PS на сейсмограммах землетрясений. Вопросы выделения обменных волн на сейсмограммах землетрясений и сейсмических взрывов достаточно подробно освещены в работах [1, 3, 5]. Поэтому мы ограничимся изложением основных критериев выделения этих волн

Таблица 1

Осадочный слой		«Гранит-базальт»		Ультрабазальт	
v_{P_0}	ρ_0	v_{P_1}	ρ_1	v_{P_2}	ρ_2
3,3	2,45	6,1	2,8	8,1	3,2

Примечание. Для интервала разреза, заключенного между поверхностью ультрабазальта и осадочным слоем и названного условно «гранит-базальтом», принято среднее значение плотности пород и скорости продольных волн.

и некоторых данных, полученных в результате теоретических расчетов интенсивностей продольных и обменных проходящих волн.

Теоретические расчеты выполнены сотрудником Среднеазиатской экспедиции ВСЕГЕИ Е. И. Трюфилкиной для сейсмогеологических условий Туркмении при использовании теории плоских волн. Расчеты производились по таблицам [9] для следующих значений скорости продольных волн (v_P , км/сек) и плотности (ρ , г/см³) в различных слоях (табл. 1).

В результате расчетов было изучено распределение интенсивностей прямых продольных и обменных волн в зависимости от угла подхода продольной волны (θ_{P_1}) к подошве базальта (угол θ_{P_1} образован нормалью к подошве базальта и направлением подхода луча). Интенсивности горизонтальной (q_{PS}) и вертикальной (w_{PS}) составляющих обменных волн сравнивались с интенсивностью вертикальной составляющей продольной волны (w_{PP}), что позволило вычислить относительные смещения обменных волн в точке выхода луча на дневную поверхность. Например, для обменной волны $P_2P_1S_0$, образовавшейся на границе осадочного и гранитного слоев, относительные смещения представляются в виде $q(P_2P_1S_0)/w(P_2P_1P_0)$ и $w(P_2P_1S_0)/w(P_2P_1P_0)$.

Кроме того, были сопоставлены интенсивности горизонтальных составляющих обменной (q_{PS}) и продольной (q_{PP}) волн.

Поскольку наиболее четкие вступления обменных волн были выделены на сейсмограммах близких глубокофокусных землетрясений (среднее значение $\theta_P = 56^\circ$), представлялось интересным изучить распределение относительных смещений для данного случая. Результаты расчетов приведены в табл. 2, из которой видно, что для сейсмогеологических условий Туркмении величина смещения обменных волн на записи вертикального сейсмографа значительно меньше, чем на записи горизонтального, что подтверждается при изучении экспериментальных материалов. Из расчетов также следует, что относительное смещение волны $P_2S_1S_0$, образовавшейся на уровне границы базальт — ультрабазальт, в 2,7 раза меньше относительного смещения волны $P_2P_1S_0$.

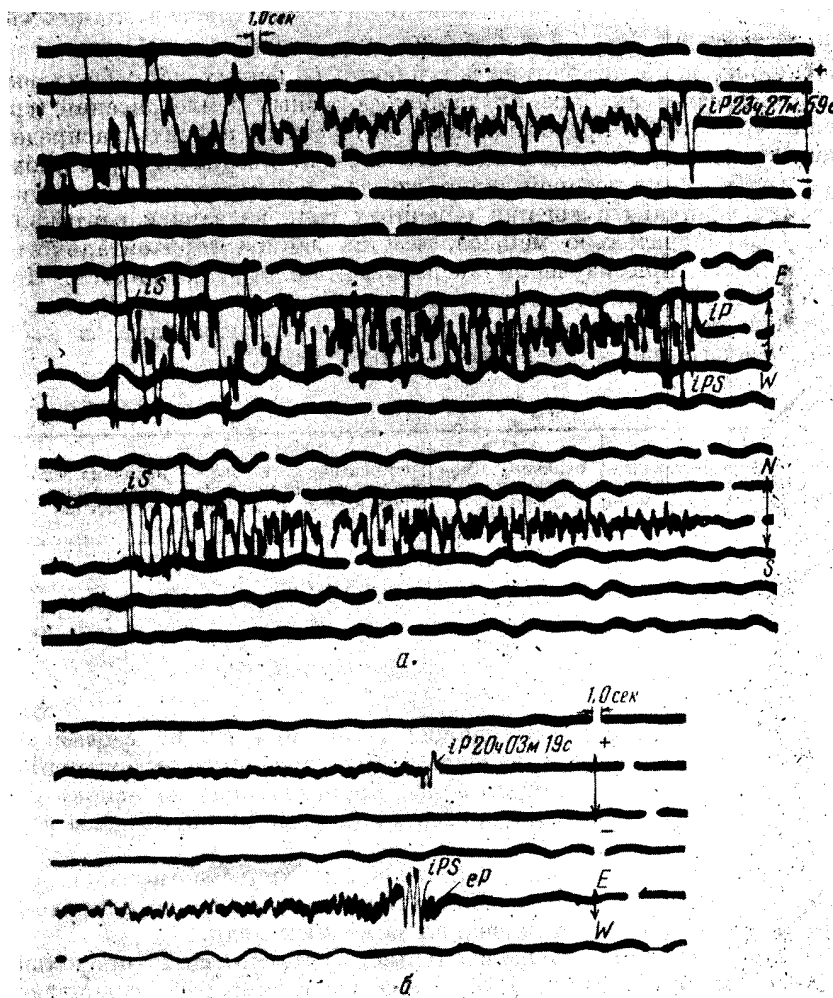
Таблица 2

Отношение составляющих смещений продольных и обменных волн	Величина относительного смещения	Отношение составляющих смещений продольных и обменных волн	Величина относительного смещения
$\frac{q(P_2P_1S_0)}{w(P_2P_1P_0)}$	0,67	$\frac{w(P_2P_1S_0)}{w(P_2P_1P_0)}$	0,20
$\frac{q(P_2P_1S_0)}{w(P_2P_1P_0)}$	0,25	$\frac{q(P_2P_1P_0)}{q(P_2P_1S_0)}$	0,60

Выделение обменных проходящих волн типа PS на сейсмограммах близких глубокофокусных и удаленных землетрясений, зарегистрированных сейсмической станцией «Байрам-Али», производилось на основе использования следующих основных критериев (первые два приведены в работе [1]).

1. Волны типа PS всегда поляризованы в плоскости падения луча.
2. Волны типа PS всегда запаздывают по сравнению с продольной, послужившей причиной образования обменных волн.
3. Знаки смещения горизонтальных составляющих продольной и обменной волн на записи одного и того же сейсмографа совпадают при любом азимуте на эпицентр землетрясения.
4. Горизонтальные составляющие смещений в волнах типа PS всегда меньше вертикальной составляющей смещения в волне P , за счет которой образовались обменные волны; их отношение в зависимости от азимута на эпицентр и значения θ_P изменяется от 0 до 0,8.

Х а р а к т е р и с т и к а и с п о л ь з о в а н н ы х м а т е р и а л о в.
В процессе изучения сейсмограмм было установлено, что можно исключить записи землетрясений с периодами волн 3—5 сек. и более, так как на таких сейсмограммах обменные волны разрешены слабо и не поддаются надежной расшифровке. В дальнейшем анализировались только те сейсмограммы, на которых в начальной части записи преобладают вступления волн с периодом менее 2 сек. Как оказалось, продольные и обменные волны с преобладающим периодом колебаний порядка 1—2 сек. регистрируются сейсмографами СВК и СГК станции «Байрам-Али» в основном при глубоких удаленных и близких землетрясениях, что и обусловило выбор сейсмограмм этих землетрясений для выделения обменных волн. Всего было отобрано более 25 сейсмограмм с отчетливыми вступлениями волн типа PS , образовавшихся главным образом при близких землетрясениях с очагами на глубине 100—200 км. Такие землетрясения, называемые обычно афганскими, происходят почти каждую декаду в пределах участка, ограниченного координатами $\varphi = 36—38^\circ \text{ N}$ и $\lambda = 69—73^\circ \text{ E}$.



Фиг. 1. Сейсмограммы афганских землетрясений с вступлениями волны *PS* на станции «Байрам-Али»

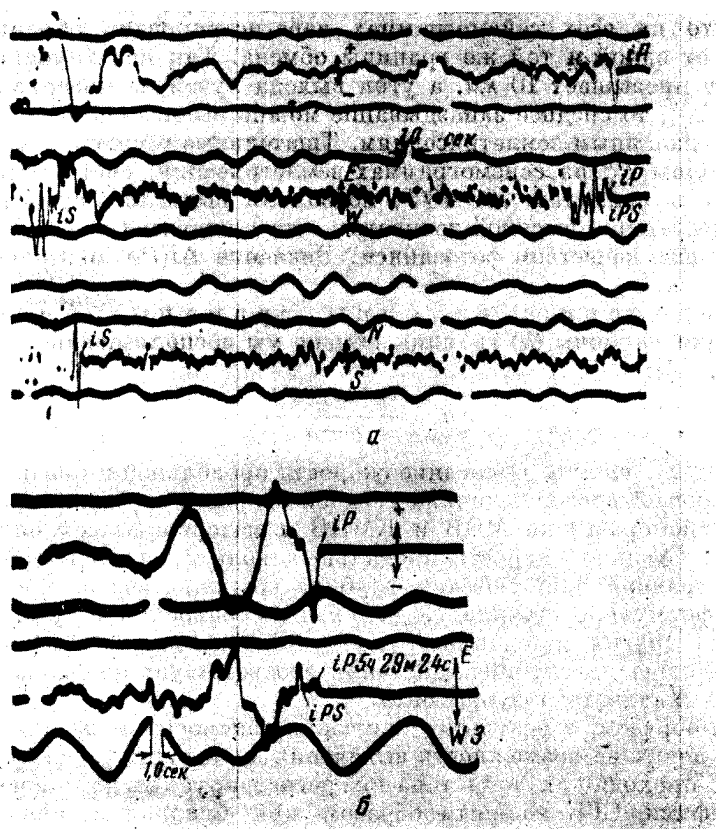
а — 3.VII 1957 г.; б — 1.V.1957 г.

Образцы сейсмограмм трех близких и одного удаленного землетрясения с четкими вступлениями волн типа *PS* показаны на фиг. 1, 2; некоторые данные об этих землетрясениях приведены в табл. 3.

Таблица 3

Дата	Момент возникновения землетрясения	Координаты очага			Эпицентр- ральное расстоя- ние Δ , км	Азимут на эпицентр α°	Эпицентр- ная зона
		φ° N	λ° E	h , км			
3.VII 1957	23 ч. 26 м. 18 с.	37,0	70,9	230	770	92	Афганистан
15.VIII 1956	5 20 42	0,5	101,5	300	5500	132	Суматра
1.V 1957	20 01 34	37,4	71,5	110	820	89	Афганистан
13.XII 1957	09 07 59	36,6	70,8	180	770	96	»

Как показало изучение сейсмограмм, отчетливые вступления обменных волн типа *PS* регистрируются главным образом от верхней границы, более поздние вступления имеют недостаточную амплитуду записи и выделяются с трудом. На представленных сейсмограммах можно видеть, что обменная



Фиг. 2. Сейсмограммы близкого и удаленного землетрясений с вступлением волны PS на станции «Байрам-Али»
 а — афганское землетрясение 13.XII 1957 г., б — удаленное глубокое землетрясение 15. VIII 1956 г., о-в Суматра

волна хорошо выделяется на составляющей $E - W$, тогда как на составляющих Z и $N - S$ ее вступления почти не заметны, что вызвано поляризацией этой волны в направлении на эпицентр и большим углом выхода луча на дневную поверхность. Из табл. 3 видно, что азимут на эпицентр близких землетрясений равен в среднем 92° , что обуславливает крайне незначительную амплитуду записи продольной волны P на составляющей $N - S$ (фиг. 1, а, 2, а).

Наблюдаемое на сейсмограммах соотношение знаков смещений в волнах P и PS соответствует тому, какое должно быть при расположении эпицентров землетрясений в азимутах $0^\circ < \alpha < 180^\circ$.

Наблюдаемое отношение смещений в волнах P и PS , определенное с учетом различного увеличения сейсмографов, достаточно близко к теоретическому. Так, отношение $q(PS)/w(P\bar{P})$ по двум определениям для афганских землетрясений фиг. 1 а, б равно в среднем 0,65, а величина $q(P\bar{P})/q(PS)$ на составляющей $E - W$ на тех же сейсмограммах составляет около 0,45, тогда как по теоретическим расчетам эти величины соответственно равны 0,67 и 0,60 (см. табл. 2).

При сопоставлении представленных на фиг. 1, 2 сейсмограмм можно установить ряд признаков, присущих всем записям обменных волн типа PS на станции «Байрам-Али»: а) запаздывание волн PS по сравнению с временем прихода волн P примерно одинаково, б) относительные смещения волн PS , которые, заметно различаются в зависимости от типа землетрясения, все же имеют один и тот же порядок. Из этого можно сделать

вывод, что на всех сейсмограммах зарегистрирована обменная волна типа PS от одной и той же границы обмена. Так как глубина границы обмена не превышает 10 км, а угол выхода лучей на поверхность земли близок к 70° , то среднее запаздывание можно вычислить как по близким, так и по удаленным землетрясениям. Тщательные отсчеты моментов вступления волны PS на сейсмограммах землетрясений, очаги которых расположены в азимутах $50-130^\circ$, позволили вычислить среднее запаздывание с достаточно высокой точностью, что в значительной мере обусловлено хорошим качеством фотозаписи. Значение $\Delta t(PS)$ оказалось равным $1,70 \pm 0,1$ сек.

Определение глубины границы обмена. Для определения глубины (h) границы обмена мы воспользовались следующей формулой [6]:

$$h = \frac{v_P [\Delta t(PS)]}{k - 1},$$

где $k = v_P/v_S$, v_P и v_S — средние скорости продольной и поперечной волн в покрывающей среде. Величина средней скорости v_P была определена по данным сейсморазведки МОВ и КМПВ и материалам сейсмических наблюдений. Средняя скорость продольных волн до исследуемой границы оказалась равной 3,25 км/сек, а глубина границы, вычисленная по приведенной формуле, составила $7,6 \pm 0,5$ км. Из сравнения полученной цифры с данными других методов нетрудно установить, что выявленная нами граница обмена по глубине залегания соответствует предполагаемой поверхности складчатого фундамента.

Таким образом, в результате изучения сейсмограмм по станции «Байрам-Али» доказана возможность выделения достаточно четких вступлений обменных проходящих волн типа PS , регистрируемых длиннопериодными сейсмографами СГК главным образом при близких глубокофокусных землетрясениях. Эти волны целесообразно использовать для изучения строения земной коры в районе наблюдающей станции.

В заключение автор выражает признательность Г. Н. Коростину за предоставление сейсмограмм станции «Байрам-Али».

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт ВСЕГЕИ

Поступила
27.XI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С. С. Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн PS , регистрируемых при землетрясениях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1957.
2. Андреев С. С., Шебакин Н. В. О применении короткопериодных сейсмографов для выделения обменных волн на записях удаленных землетрясений. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1957.
3. Бутовская Е. М. О волне P^*S при близких землетрясениях. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 16 (143), 1952.
4. Бюллетени сети сейсмических станций СССР за 1956—1958 гг. Изд. АН СССР, 1959.
5. Васильев Ю. И. Изучение обменных преломленных волн при сейсмической разведке. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1957.
6. Гамбурцев Г. А., Дерягин Б. В. Сейсмометрия. Прикл. геофиз., вып. 2, 1945.
7. Германюк М. М., Комиссаров Г. И., Ловицкий Д. К. Новые данные о геологическом строении юго-восточной Туркмении. Геология нефти и газа, № 2, 1959.
8. Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные черты тектоники Туркменистана и сопредельных территорий. Сов. геология, № 1, 1958.
9. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн, ч. I и II. Изд. ЛГУ, 1957.
10. Рустанович Д. Н. Некоторые вопросы изучения сейсмичности Ашхабадского района. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1957.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Л. Я. МИЗЮК

О МЕТОДАХ И АППАРАТУРЕ АЭРОЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

Рассматриваются различные методы аэроэлектроразведки, использующие как наземные, так и перемещающиеся в воздухе источники искусственно возбуждаемого электромагнитного поля. Описывается аппаратура и проводится сравнительный анализ различных методов в отношении возможностей выявления аномалий поля, обусловленных изменением электропроводности горных пород. Приводятся результаты производственных испытаний.

Аэрогеофизическая съемка базируется на исследовании тех или иных полей с движущегося в воздухе объекта — самолета, вертолета и т. п. При аэромагнитной и радиометрической съемках подвергаются исследованию естественное магнитное поле и радиоактивное излучение. Одной из последних разновидностей аэрогеофизической съемки является аэроэлектроразведка, задача которой состоит в обнаружении аномалий искусственно создаваемого электромагнитного поля, связанных с изменением электропроводности горных пород исследуемого района.

В настоящее время известно несколько методов аэроэлектроразведки [1, 3, 4, 6—10]. По способу возбуждения поля они могут быть разделены на две группы: 1) методы, использующие наземные источники возбуждения поля; 2) методы, использующие подвижные источники поля, перемещающиеся на движущемся в воздухе объекте.

К числу методов первой группы относятся методы бесконечно длинного кабеля [2, 3] и радиокип [4, 5]. В методе бесконечно длинного кабеля поле низкой частоты возбуждается при помощи заземленного на концах кабеля или петли. Исследование этого поля производится с помощью измерительной аппаратуры, установленной на вертолете или самолете, летящем вдоль профилей, проходящих вкrest кабелю. Возможность применения генераторных устройств достаточно большой мощности, непосредственное расположение возбудителей поля на дневной поверхности, исследование полей на значительном удалении от возбудителей, где малая напряженность первичного поля не мешает проявлению аномалий, обеспечивают достаточно большую глубину исследований.

Важным достоинством метода является пониженная чувствительность к влиянию поверхностных неоднородностей; основные недостатки заключаются в необходимости раскладки кабеля длиной до 15—20 км или большой петли и локализации исследований в районе размещения возбудителей поля. Вследствие этого метод бесконечно длинного кабеля, по-видимому, рационально применять лишь для поисков и разведки рудных тел повышенной проводимости.

В методе радиокип источником высокочастотного поля может служить стационарная широкопередаточная или специальная передвижная радиостанция. Измерение напряженности поля радиостанции может быть произведено с помощью чувствительного радиоприемника и антенны, установленных на самолете или вертолете. Возможность проведения только амплитудных изменений дает ограниченную информацию. Поэтому радиокип как аэрометод едва ли получит значительное распространение в основном вследствие резкого влияния поверхностных неоднородностей, нааносов, отраженных от ионосферы радиоволн и других помех. Положительных результатов от аэроэлектроразведки по методу радиокип

можно ожидать лишь в районах с достаточно однородным верхним покровом (пустыни, области вечной мерзлоты). Об этом свидетельствуют, в частности, работы Н. А. Огильви в пустыне Кара-Кумы, направленные на поиски пресных вод.

К числу методов второй группы относятся методы индукции, вносимого сопротивления и радиолокационный метод.

Подъем возбуждающего диполя в воздух и перемещение его со скоростью движущегося объекта значительно расширяет возможности аэроэлектроразведки и позволяет использовать ее не только для целей разведки и поисков зон повышенной проводимости (рудных тел), но и для геологического картирования.

В методе индукции низкочастотное поле возбуждается рамкой, смонтированной на объекте, летящем на минимально возможной высоте над дневной поверхностью. Измерение вертикальной или горизонтальной составляющих магнитного поля производится с помощью второй рамки, находящейся на самолете, вертолете или в буксируемой ими гондоле и являющейся по существу вторичной цепью воздушного трансформатора. Для получения требуемой информации, связанной с геологической неоднородностью, необходимо резко подавить прямой сигнал, наводимый во вторичной цепи первичной цепью трансформатора. Последнее достигается либо ослаблением связи между первичной и вторичной цепями воздушного трансформатора, либо электрической компенсацией сигнала, вызванного нормальным полем. В зависимости от взаимного расположения рамок и способа компенсации нормального поля применяются несколько схем метода индукции.

В одной из схем первичная и вторичная рамки закреплены жестко на летящем объекте или в гондоле, буксируемой им на трос-кабеле. При таком размещении рамок требуется глубокая и стабильная компенсация нормального поля. Напряженность вторичного поля убывает здесь пропорционально шестой степени расстояния от приемной рамки до исследуемого объекта. Поэтому схему целесообразно применять только при возможности значительного приближения рамок к земле. Последнее достигается, например, в аппаратуре [6], рамки которой вынесены в большую гондолу длиной ~ 7 м, буксируемую вертолетом на высоте 30 м от дневной поверхности.

Во второй схеме первичная рамка монтируется на самолете, а вторичная — в гондоле, буксируемой на трос-кабеле длиной до 150 м и равной примерно высоте полета самолета [7, 8]. Удаление вторичной рамки от первичной и приближение ее к дневной поверхности значительно облегчают условия компенсации нормального поля и снижают показатель степени, характеризующий убывание напряженности вторичного поля с 6 до 4,5—5. Для облегчения компенсации вторичная рамка должна находиться в зоне минимальных градиентов нормального поля.

Основным недостатком этой схемы является нестабильность компенсации нормального поля вследствие произвольно происходящих изменений взаимного расположения рамок, вызванных болтанкой гондолы. Для исключения влияния болтанки съемку приходится вести только в ранние утренние часы при хорошей погоде. Данные этой схемы показывают [8], что при полетах со скоростью 200 км/час съемка 20 000 пог.км профилей с учетом погоды и других неблагоприятных условий требует не менее 5 недель.

В третьей схеме две взаимно-перпендикулярные первичные рамки питаются токами, сдвинутыми по фазе на 90° , и возбуждают круговое вращающееся поле. Аналогичная система вторичных рамок вынесена в гондолу, буксируемую на тросе длиной 20—30 м специальным самолетом, идущим на расстоянии 120—300 м впереди самолета с генераторной аппаратурой. Высота полета обоих самолетов составляет 60—100 м [9]. Для компенсации нормального поля в такой схеме достаточно сдви-

нуть фазу сигнала, принятого одной из вторичных рамок, на 90° и ввести его встречно в цепь другой рамки. Болтанка гондолы при этом не искажает результатов измерений. Схема оказывается стабильной к изменению расстояния между самолетами, но требует весьма строгого поддержания соосности системы первичных и вторичных рамок.

Показатель степени, характеризующий убывание напряженности вторичного поля, уменьшается в этой схеме до 2 и поэтому она обеспечивает большую глубинность исследований.

Из расчетов, проведенных Ю. Б. Шаубом, видно, что снижение показателя степени в этой схеме достигается соответствующим увеличением разности между приемными и передающими рамками. Однако получаемый от этого выигрыш в глубинности исследований в значительной степени снижается падением абсолютной величины вторичного сигнала. Основной трудностью в создании аппаратуры для этой схемы является необходимость разработки специальных аэронавигационных средств, позволяющих очень точно выдерживать соосность систем первичной и вторичной рамок.

Наряду с измерениями на одной частоте методом индукции применяется и в двухчастотной съемке. При геологическом картировании одновременная двухчастотная съемка позволяет получить большее количество информации и отделить аномалии, вызванные коренными породами, от аномалий, связанных с наносами и влиянием рельефа. Выбор рабочих частот производится при этом из соображений получения необходимой частотной дифференциации. Нижнюю частоту берут равной нескольким сотням герц, а верхнюю — порядка первых тысяч герц.

Как показано в [13], при поисках рудных тел правильным выбором частот и соответствующей методикой измерений можно в значительной степени ослабить помехи, вызываемые изменением взаимного положения первичной и вторичной рамок, и повысить эффективность работ по схеме с приемной рамкой, вынесенной в гондолу.

При частоте 10—30 гц напряженность поля опорного сигнала практически не зависит от проводимости пород и поэтому он может быть использован для компенсации нормального поля рабочей частоты, выбираемой в зависимости от геологических условий равной 200—1000 гц . Измерением разности сигналов рабочей и опорной частот можно резко ослабить влияние болтанки гондолы. Построение измерительной аппаратуры для таких измерений представляет известные трудности.

В отличие от метода индукции в методе вносимого сопротивления используется только возбуждающий поле диполь. В зависимости от частоты возбуждения измерению подлежит либо сопротивление излучения антенны [10, 11], либо сопротивление, вносимое в рамку.

По схеме измерения сопротивления излучения работы проводились на частотах порядка 10^5 гц [11]. Излучателем при этом служил вертикальный четвертьволновой вибратор (провод, выпущенный с вертолета). При проведении измерений наблюдалось сильное влияние поверхностных неоднородностей, которые, по-видимому, резко ограничивают возможности этой схемы аэроэлектроразведки.

Более перспективной, на наш взгляд, является схема измерения вносимого сопротивления на низкой частоте. В частности, представляет интерес схема, разрабатываемая Ю. Б. Шаубом, в которой измеряется реактивная составляющая вносимого сопротивления. Укрепленная на самолете рамка служит индуктивностью контура генератора, работающего на частоте ~ 3000 гц . Вносимое сопротивление измеряется по уходу частоты генератора. Идея частотных измерений представляет большой интерес, так как они свободны от многих погрешностей, присущих амплитудно-фазовым измерениям. Следует, однако, указать, что необходимость измерения весьма малых приращений частоты 10^{-5} — 10^{-6} и зависимость частоты от вибрации рамки, перемещения элеронов, стабилизатора и т. д. существенно затрудняет разработку аппаратуры для этой схемы.

Радиолокационный метод геофизической разведки с накоплением сигнала и временной селекцией описан Л. А. Халфиным [12]. Автор считает, что по сравнению с низкочастотными методами радиолокационный метод имеет ряд преимуществ: возможность создания остро направленной диаграммы излучения и «прощупывания» с использованием временной селекции, возможность получения большой мощности в импульсе при сравнительно небольшой средней мощности излучения. В [12] изложено теоретическое обоснование метода и приведена скелетная схема аппаратуры. Очевидно, что преимущества этого метода могут быть выяснены после проведения опытно-методических работ.

Приведенный обзор методов аэроэлектроразведки показывает, что выбору того или иного метода и созданию соответствующей аппаратуры должно предшествовать углубленное теоретическое исследование.

В настоящее время теоретические работы по аэроэлектроразведке проводятся главным образом в Институте физики Земли АН СССР под руководством А. Н. Тихонова и отчасти во Всесоюзном институте методики и техники разведки. Важные работы по исследованию низкочастотных индуктивных методов разведки рудных месторождений проводятся в Московском геологоразведочном институте.

В соответствии с техническими заданиями первых двух институтов аппаратные разработки аэроэлектроразведки по методам бесконечно длинного кабеля и индукции (схема с вынесением приемной рамки в гондолу) проводились под руководством К. Б. Карандеева в Институте машиноведения и автоматики АН УССР. В 1958 г. совместно с ВИТР проведены летные испытания макетов измерительной и генераторной аппаратуры обоих методов. Рассмотрим схемы разработанных макетов аппаратуры и результаты их испытаний.

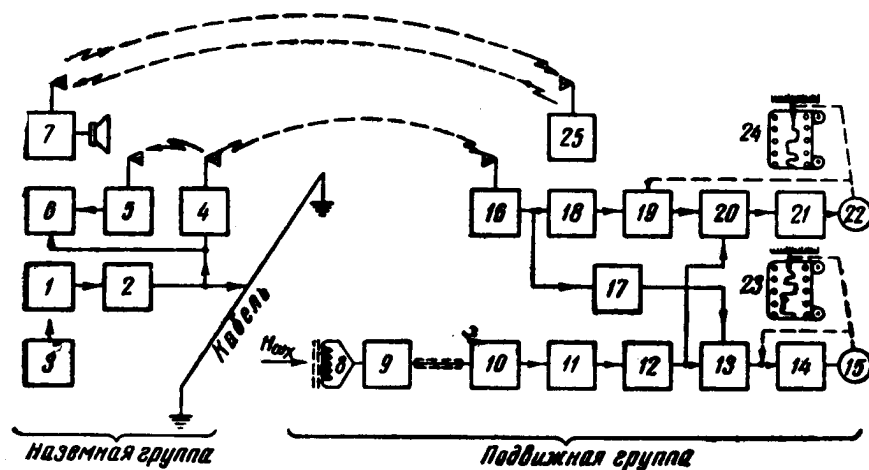
Комплекс аппаратуры аэроэлектроразведки по методу бесконечно длинного кабеля можно разделить на наземную группу, возбуждающую электромагнитное поле низкой частоты, и подвижную группу, установленную на вертолете и обеспечивающую прием необходимой информации. В качестве измеряемых параметров были заданы фазовый угол и одна из квадратурных компонент (реактивная или активная) горизонтальной составляющей магнитного поля относительно фазы тока кабеля.

Упрощенная скелетная схема макета аппаратуры приведена на фиг. 1*. Электромагнитное поле возбуждается кабелем, для питания которого применен ламповый усилитель 2 с выходной мощностью порядка 2 *квт*. В усилителе предусмотрены магазины емкостей и индуктивностей, с помощью которых можно скомпенсировать реактивное сопротивление кабеля. Возбуждение мощного усилителя производится задающим генератором 1, рабочие частоты которого (81, 244, 976, 3904 *гц*) получаются путем деления частоты высокочастотного генератора с кварцевой стабилизацией.

Для фазовых измерений на подвижную группу должен быть передан опорный сигнал, совпадающий по фазе с током в кабеле. Передача опорного сигнала в разработанной аппаратуре производится по специальному радиоканалу. Опорный сигнал, снятый с низкоомного сопротивления, включенного последовательно с кабелем, подается на модулятор УКВ радиопередатчика 4, имеющего выходную мощность около 100 *ва* и работающего на частоте ~ 40 *мгц*. Контроль фазы опорного сигнала, излучаемого в эфир, осуществляется при помощи детекторного радиоприемника 5 и специального указателя 6 или осциллографа. В состав наземной группы входит связная радиостанция 7. Электропитание аппаратуры наземной

* В разработке и изготовлении аппаратуры принимали участие В. Н. Гончарский, Н. И. Калашников, Л. А. Сеницкий, Л. Д. Гик, А. Н. Ермаков, В. Л. Змудиков, Ю. В. Николаенко, А. С. Луцишин, В. П. Бойко, Н. С. Умеренков, Б. П. Селиверстов и др.

группы производится от передвижной электростанции трехфазного тока 3 с бензиновым двигателем. Приемным устройством, реагирующим на переменное магнитное поле, служит настроенная рамка 8 со стержневым ферритовым сердечником. Настройкой рамки в резонанс достигается повышение чувствительности и помехоустойчивости входного устройства. Для уменьшения вибрационных помех рамка вынесена в гондолу, буксируемую вертолетом на трос-кабеле длиной 15—20 м. После предварительного усиления усилителем 9, находящимся в гондоле, сигнал поступает по соединительному кабелю на вход первого избирательного усилителя 10, переключателя пределов измерения 11, второго избирательного



Фиг. 1

усилителя 12 и далее попадает одновременно на два синхронных детектора каналов измерения компонент 13 и измерения фазы 20.

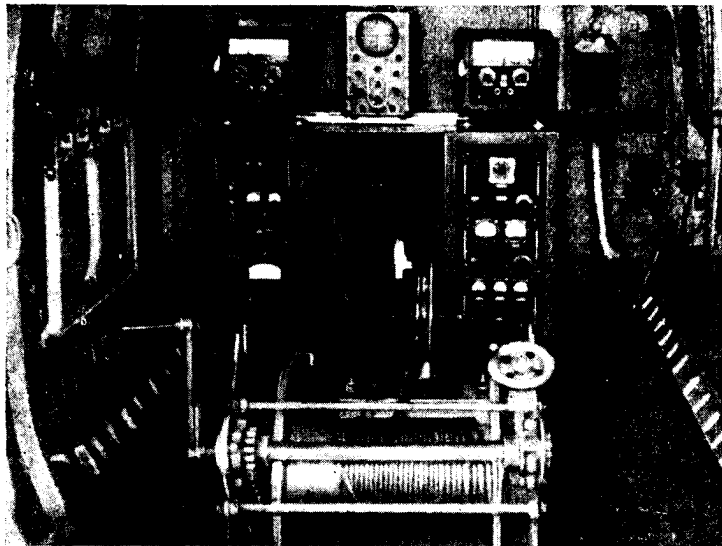
Опорный сигнал, принятый радиоприемником 16, детектируется и после усиления подается на квадрантный переключатель 17 и квадратурный фазовращатель 18, сдвигающий фазу опорного напряжения на угол $\pi/2$. Введением квадрантного переключателя обеспечивается скачкообразный поворот фазы опорного сигнала через 90° в пределах 360° , чем достигается возможность измерения как активной, так и реактивной компонент при расположении полного вектора принимаемого сигнала в любом квадранте.

После двухстороннего ограничения опорный сигнал управляет работой синхронного детектора компонент 13. Пропорциональное регистрируемой компоненте постоянное напряжение на выходе синхронного детектора измеряется электронным автоматическим компенсатором 14, 15.

К синхронному детектору фазового канала опорный сигнал поступает после квадратурного фазовращателя, сдвигающего фазу на 90° . Если фазу опорного сигнала повернуть фазовращателем 19 на угол φ , то напряжение на выходе детектора 20 станет равным нулю, так как опорный и измеряемый сигналы окажутся в квадратуре. При этом фаза измеряемого сигнала φ может быть отсчитана по положению фазовращателя 19. В принятой схеме производится автоматическая отработка фазовращателя. Постоянное напряжение с выхода детектора 20 поступает на усилитель следящей системы 21, управляющий реверсивным двигателем 22, перемещающим движок фазовращателя 19 и перо регистратора 24 до тех пор, пока напряжение на выходе детектора 20 не станет равным нулю. Основным предел фазометра равен 40° . Дополнительным введением фиксированных углов по 30° перекрывается угол 180° .

На ленты регистраторов компонент 23 и фазы 24 с помощью специальных электромеханических устройств автоматически наносятся номера установленных пределов измерения и метки времени.

Введением отрицательных обратных связей, стабилизацией питающих напряжений, применением следящих систем в качестве регистрирующих устройств обеспечивается получение основной погрешности измерения принятой э. д. с., начиная с 5 мкв (с учетом усиления предвари-



Фиг. 2

тельного усилителя) в границах $\pm 2,5\%$ и 1° . На более чувствительных пределах измерения погрешности возрастают соответственно до $\pm 4\%$ и 2° . Общий вид измерительной аппаратуры, смонтированной в вертолете типа МИ-4, приведен на фиг. 2.

Работа макета аппаратуры проверена в реальных условиях геофизической съемки. Испытания показали, что весь комплекс аппаратуры работает достаточно устойчиво и пригоден для проведения методических работ.

При налаживании работы аппаратуры в условиях полевой съемки были преодолены серьезные трудности принципиального и технического характера, так как в реальных условиях помехи, лежащие в диапазоне рабочих частот, могут превышать полезные сигналы на несколько порядков. Источниками помех при этом являются не столько атмосферные и магнитные поля от электрооборудования вертолета, сколько вибрации приемной рамки в магнитном поле Земли, вызванные вибрациями вертолета. В разработанной аппаратуре подавление помех достигнуто сочетанием электрических фильтров, синхронного детектирования и системы механической амортизации приемных рамок и входного усилителя. Подавление помех, вызванных вибрацией вертолета, обеспечивается специальной подвеской рамки, представляющей собой трехступенчатую сейсмическую систему с собственными частотами $\sim 3,6$ и 40 гц.

Указанные меры позволили получить порог чувствительности измерительной аппаратуры на частотах 244 и 976 гц соответственно равным $1,5 \cdot 10^{-9}$ и $2,5 \cdot 10^{-10}$ э.

При длине кабеля 15—20 км рабочий профиль (в обе стороны от кабеля) равен примерно удвоенной длине кабеля. Нерабочая часть профиля с большими градиентами сигнала достигает 10% от общей длины профиля.

Обработка результатов записей компонент и фазового угла показывает, что на частотах 244 и 976 *гц* среднее арифметическое расхождение между несколькими измерениями вдоль одних и тех же профилей в их средней части составляет $\pm 1,5\%$ и 1° и увеличивается к концу профилей до $\pm 4\%$ и $1,5^\circ$. На диаграммах записи компонент и фазы наблюдаются отдельные выбросы до $\pm 10\%$ и $\pm 4^\circ$, вызываемые, по-видимому, помехами импульсного характера. Выбросы делают целесообразным вторичный облет профилей, на которых отмечены аномальные эффекты. При этом случайные факторы легко исключаются.

Аппаратура аэроэлектроразведки была испытана в производственных условиях на Кольском п-ве. Перед проведением съемки были сделаны полеты над известными рудными телами. Затем на расстоянии между профилями 250 м в течение месяца были засняты два планшета при длинах кабеля 15 и 20 км общей площадью $\sim 1500 \text{ км}^2$. Наряду с подтверждением аномалий, выявленных ранее аэромагнитной съемкой, был обнаружен аэроэлектроразведкой ряд аномальных зон, не отмеченных аэромагнитометром. Наиболее четко аномалии отмечались на диаграммах активной компоненты (их колебания 10—100% от уровня сигнала). Аномалии фазовых углов были менее четкими и составляли в среднем $3—10^\circ$.

Опыт производственных работ на Кольском п-ве, проведенных в трудных климатических и метеорологических условиях, показал, что аэроэлектроразведка по методу бесконечно длинного кабеля позволяет выявить зоны повышенной проводимости и дать вполне четкие рекомендации по локализации наземных работ, а в отдельных случаях — и разведочного бурения. Последующие работы, проведенные на Южном Урале и в Казахстане, полностью подтвердили высокую эффективность и производительность геофизической съемки с описанной аппаратурой аэроэлектроразведки.

В основу разработки аэроэлектроразведки по методу индукции ИФЗ и ВИТРОм была положена схема с вынесением приемной рамки в гондолу (самолеты типа ИЛ-12, ИЛ-14).

Комплекс аппаратуры должен был обеспечить возбуждение и измерение поля одновременно на двух рабочих частотах, значения которых принимались равными 488, 976, 1956, 3904, 7808 *гц*. Регистрации подлежали изменения модуля и фазового угла предварительно скомпенсированного сигнала вертикальной составляющей магнитного поля. Поскольку в неполяризованном нормальном поле реактивная компонента может быть вызвана только вторичным полем, то в макет аппаратуры была введена схема для измерения реактивной компоненты скомпенсированного сигнала. Для уменьшения влияния болтанки гондолы компенсация выполняется так, чтобы фаза остаточного напряжения совпадала с фазой сигнала нормального поля. Фаза же опорного напряжения сдвигалась по отношению к сигналу нормального поля на 90° .

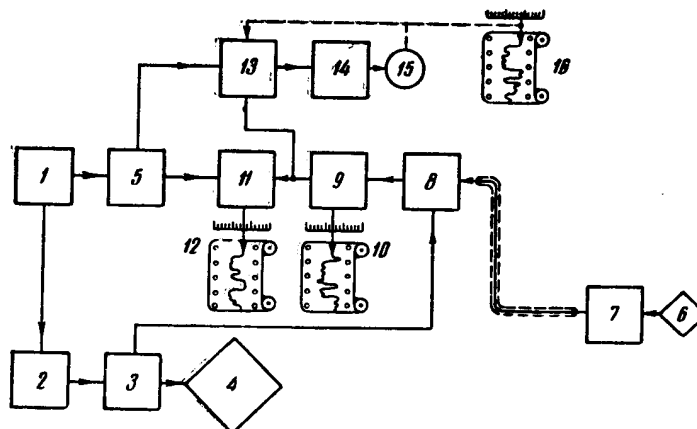
Упрощенная схема аппаратуры для работы на одной частоте приведена на фиг. 3. Для второй частоты имеется аналогичный второй канал*.

Возбудителем поля служит первичная рамка 4 (площадь 100 м^2 , число витков 18), натянутая в виде прямоугольника между центропланом и стабилизатором. Для снижения потерь в корпусе самолета рамка приподнята над центропланом на специальных кронштейнах. Рамка состоит из двух секций, объединенных в один жгут. Каждая из секций питается от соответствующего мощного лампового усилителя 2, получающего возбуждение на рабочей частоте от двухчастотного задающего генератора 1 с кварцевой стабилизацией частоты, дающего на выходе любую

* В разработке и изготовлении аппаратуры принимали участие А. Ф. Котюк, С. К. Кузовкин, В. И. Гольдгефтер, И. М. Вишенчук, Ю. С. Сухонос, К. И. Антонов, Р. М. Проц, Т. Ф. Дудник, В. С. Замиховский, И. Г. Кузнецов, А. Я. Костин, О. Э. Слободянский, Э. Пасько и др.

пару из указанных выше пяти частот. Для увеличения магнитного момента возбуждающего диполя предусмотрена возможность настройки низкочастотной секции первичной рамки в резонанс.

Две настроенные вторичные рамки 6 со стержневыми ферритовыми сердечниками и предварительный аperiодический усилитель 7 смонтированы в гондоле, буксируемой на трос-кабеле длиной около 150 м. Для уменьшения помех вибрационного характера предварительный усилитель собран на вибростойких лампах и применена тщательная амортизация рамок относительно корпуса гондолы и самой гондолы относительно буксирующего троса.



Фиг. 3

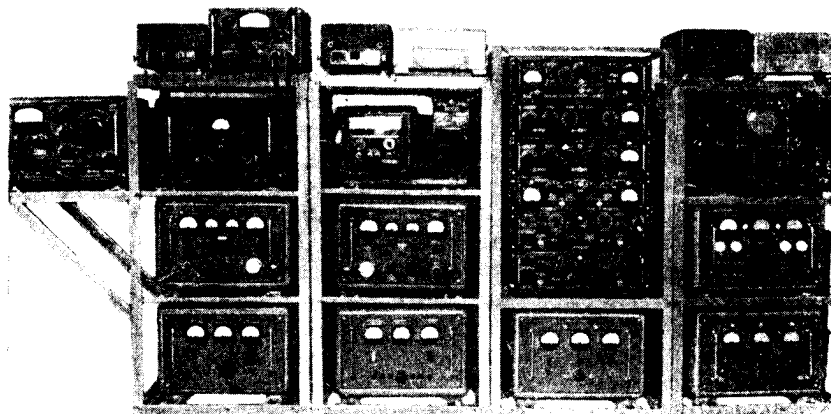
Сигналы обеих частот, переданные с выхода предварительного усилителя по кабелю, подаются на компенсатор каналов 8, в качестве которого применена вычитающая электронная схема. На второй вход ее подается компенсирующий сигнал, жестко связанный с током первичной рамки и получаемый с помощью трансформаторного тока 3. Регулировкой амплитуды и фазы компенсирующего напряжения достигается компенсация сигнала нормального поля, степень которой может составлять $\sim 10^3$.

На выходе компенсатора измеряемый сигнал выделяется избирательным усилителем 9 и после соответствующего усиления ($\sim 10^5$) подается на вход фазометра 11 и синхронного детектора 13. В качестве избирательной системы применен полосовой усилитель с емкостной связью между тремя LC-контуром. Вся избирательность сосредоточена в первом каскаде усилителя, который при расстройках 10% и более обеспечивает ослабление сигнала не менее 40 дБ. На выходе усилителя модуль сигнала регистрируется перописцем 10.

Измерение фазы производится с помощью двухканального фазометра с двухтактной спусковой схемой на выходе. Опорное напряжение для фазометра берется от задающего генератора. Предварительно с помощью фазовращателя 5 производится регулировка фазы этого напряжения до совпадения с фазой сигнала нормального поля. Применение двухтактной схемы в значительной степени исключает погрешности фазометра от асимметрии в работе ограничителей. Для повышения крутизны фронтов ограниченных напряжений последние ступени ограничителей обоих каналов собраны по схеме недовозбужденных мультивибраторов. Регистрация фазы производится перописцем 12, включенным на выходе двухтактной спусковой схемы.

Измерение реактивной компоненты производится с помощью синхронного детектора, собранного на основе двухполупериодной кольцевой схемы на точечных германиевых диодах. Опорное напряжение, взятое

от задающего генератора, поворачивается по фазе относительно сигнала нормального поля на 90° и после двухстороннего ограничения, обеспечивающего ключевой режим работы, управляет кольцевой схемой. Выпрямленный ток на выходе синхронного детектора измеряется и регистрируется автоматическим электронным компенсатором постоянного тока 14, 15.



Фиг. 4

При проведении двухчастотных измерений разработанная схема позволяет регистрировать не только каждую из компонент, но и разность реактивных компонент двух рабочих частот. Регистрация разности компонент при правильном выборе рабочих частот могла бы не только обеспечить исключение влияния наносов, рельефа и облегчить обработку результатов измерения, но и в немалой степени ослабить влияние болтанки gondoly даже при поляризации первичного поля.

Питание генераторной и измерительной аппаратуры производится от бортовой сети самолета через машинный преобразователь.

Макет аппаратуры аэроэлектроразведки по методу индукции (фиг. 4) также был испытан в реальных условиях геофизической съемки. Одним из существенных этапов испытаний было изучение и подавление помех электромагнитного и вибрационного характера. Было выяснено, что вибрационные помехи в значительной степени зависят от режима полета: при скоростях более 240 км/час они заметно возрастают. Амортизацией рамок и gondoly удалось снизить уровень помех до значений порядка 10^{-8} э, при которых уже возможно вести опытно-методические работы.

Исследование нормальных полей показало, что фаза сигнала в приемной рамке зависит от положения gondoly — указание на поляризацию первичного поля. Чтобы gondola не оказалась в зоне максимальных градиентов нормального поля, необходимо в соответствии с рабочей длиной троса производить подбор скорости полета.

Работа со скомпенсированным сигналом нормального поля показала, что при длине троса 150—170 м оптимальная глубина компенсации составляет 3—10. Увеличение глубины компенсации ограничено достигнутым уровнем помех и болтанкой gondoly; условия ее значительно ухудшаются при порывистом ветре.

В полетах на высоте, равной длине троса (150—170 м), и болтанке gondoly, не выходящей за пределы изменения угла сноса на $\pm 0,25^\circ$, при одночастотной съемке с правильно выполненной компенсацией сигнала зарегистрированы достаточно четко коррелируемые аномалии, свя-

занные с повышенной проводимостью графитизированных гнейсов, залегающих на глубине 10—30 м.

Анализ проведенных измерений модуля, фазы, активной и реактивной компонент остаточного сигнала показывает, что наибольшей помехоустойчивостью обладает схема измерения реактивной компоненты.

Сходимость записей фазы и особенно реактивной компоненты при повторных полетах вдоль одного и того же профиля вполне удовлетворительна. Модуль остаточного сигнала наиболее подвержен влиянию болтанки и едва ли целесообразно оставлять его в качестве измеряемого параметра.

При одночастотных измерениях поверхностные неоднородности, изменение высоты дают ложные аномалии, которые трудно отделить от аномалий, вызванных телами повышенной проводимости.

Недостатком разработанной аппаратуры оказалось неудовлетворительное разделение взаимовлияний мощного усилителя одного канала на усилитель второго канала. Это затруднило проведение двухчастотной съемки, так как при повышении мощностей, отдаваемых в генераторную рамку усилителями, возникали опасные для электрической прочности их деталей перенапряжения. Отмеченный недостаток аппаратуры, ограниченный срок испытаний и крайне неблагоприятные условия проведения экспериментальных работ не позволили выполнить необходимый объем полигонных исследований. Это в известной степени сказалось и на результатах опытно-производственных работ, проведенных в Казахстане. В частности, почти не исследованы возможности двухчастотной съемки по исключению ложных аномалий, не выяснены преимущества измерения разности реактивных компонент при работе на двух частотах. В результате еще не удалось выявить все возможности разработанной аппаратуры.

Проведенные в Казахстане работы, при которых съемка велась последовательно на разных частотах, позволяют сделать вывод, что при правильной методике аппаратура аэроэлектроразведки по схеме индукции позволяет проследживать контакты крупных зон и, таким образом, решать определенные задачи геокартирования.

Геологическая съемка по принятой схеме может быть эффективной только в тихую, хорошую погоду при полетах на высоте 150—170 м. Даже незначительное увеличение высоты приводит к большому снижению чувствительности схемы. Это налагает требования достаточно точного соблюдения постоянства высоты полета.

Выводы

Анализ материалов разработки и результатов полевых испытаний позволяет сделать следующие выводы.

1. Разработанная аппаратура аэроэлектроразведки по схеме бесконечно длинного кабеля при одной раскладке кабеля обеспечивает исследование района площадью до 1200 км². Несмотря на трудоемкость раскладки кабеля, она позволяет резко повысить производительность работ при разведке и поисках рудных тел. Так, указанная выше площадь при достаточно густой сети профилей может быть исследована за 7—10 дней. Применение специальных машин (вездеходов) для размотки кабеля или отработка техники прокладки и подъема его с вертолета упростят весь комплекс работ, еще больше повысят производительность труда и сделают менее ощутимым основной недостаток метода — локализацию исследований.

2. Сравнение данных, полученных при аэроэлектроразведке по методам бесконечно длинного кабеля и индукции (схема с вынесением приемной рамки в гондолу), показывает, что первый метод обладает значительно более высокой помехоустойчивостью к помехам геологического и методического характера (поверхностные неоднородности, колебание высоты полета и др.).

Результаты производственных испытаний макета аппаратуры по методу бесконечно длинного кабеля оказались достаточно эффективными, позволившими сделать вывод о необходимости быстрее внедрения этого метода аэроэлектроразведки.

3. С учетом частотной дифференциации для получения более полных данных об исследуемом районе следует производить измерения на двух частотах. Для двухчастотной съемки с разработанной аппаратурой требуются повторные полеты вдоль профилей. Дальнейшие аппаратурные исследования по методу бесконечно длинного кабеля целесообразно вести в направлении разработки схем, обеспечивающих одновременную двухчастотную съемку и совмещающих аппаратуру электроразведки с магнитометрической и радиометрической аппаратурой.

4. Степень изученности аэроэлектроразведки по методу индукции значительно отстает от таковой по методу бесконечно длинного кабеля. Разнообразие схем индукции требует прежде всего их тщательного теоретического исследования, выбора схемы, обладающей наибольшей эффективностью.

5. Основным недостатком принятой схемы индукции является болтанка гондолы. К настоящему времени еще не выяснено, в какой степени этот недостаток может быть устранен правильным выбором рабочих частот и методики измерений. Поэтому необходимо форсировать опытно-методические работы и провести их в объеме, позволяющем сделать необходимые выводы как по аппаратуре, так и по всей схеме в целом.

6. Аэроэлектроразведка по методу индукции свободна от основного недостатка метода бесконечно длинного кабеля — локализации исследований. Это делает ее особенно перспективной для исследования больших площадей. С учетом задач семилетнего плана необходимо резко улучшить организацию разработки этого метода и в кратчайшие сроки добиться его промышленного внедрения.

Академия наук АН УССР
Институт машиноведения
и автоматики

Поступила
11.VII 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Smellie. Exploration geophysics in Canada. Canad. Min. J., 79 No, 2, 1958.
2. Sundberg K., Hedstrom E. H. Structural investigations by electromagnetic methods. World Petrol. Congr., 1933.
3. Lundberg H. Results of airborne radioactive, electromagnetic and magnetic surveys. Geophys., 20, No 2, 1955.
4. Kelly F. B., Petroleum exploration with radio waves. Petrol. Eng. 27 No 6, sect. B, 1955.
5. Хмелевской В. К., Фролов А. Д. Измерения напряженности радиоволнового поля широкоэлектронных станций для геологического картирования. Разведка и охрана недр, № 5, 1958.
6. Проспект фирмы Aeromagnetic Surveys Ltd. Канада, 1957.
7. Lundberg H. Airborne electrical surveys for regional studies in oil and ore prospecting. Canad. Min. Met. Bull., 53, No 156, 1950.
8. New airborne method speeds prospecting. Eng. Min. J., 157, No 3, 1956.
9. Törnqvist G. Some practical results of airborne electromagnetic prospecting in Sweden. Geophys. Prosp., 6, No 2, 1958.
10. Тихонов А. Н., Четаев Д. Н. О возможности использования сопротивления излучения антенны для электрокартирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1956.
11. Семенов А. А., Корнеев Г. А. Исследование возможности измерения сопротивления излучения антенн для целей электроразведки. Информ. сб. ВИТР, № 3, 1957.
12. Халфин Л. А. Радиолокационный метод геофизической разведки с накоплением и временной селекцией. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1958.
13. Каменецкий Ф. М., Коваленко В. Ф., Якубовский Ю. В. Двухчастотные измерения при индуктивной электроразведке. Изв. высш. уч. заведений. Геология и разведка, № 7, 1957.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Я. БОУШКА, В. БУХА, А. КОЧИ

ГЕОМАГНИТНЫЕ КАРТЫ ЧЕХОСЛОВАКИИ ДЛЯ ЭПОХИ
1958,0

Приводятся некоторые результаты магнитной съемки на территории Чехословакии.

Начало систематических исследований постоянного магнитного поля Земли на территории Чехословакии относится к 40-м годам прошлого века.

Первые систематические и полные геомагнитные измерения на территории современной Чехословакии, по которым были составлены магнитные карты, проведены Крейлом [1—4], Шензлом [5] (измерения в 22 пунктах Словакии), Лизнаром [7] (систематические измерения в Австро-Венгрии), Курлэндером [6] (измерения в Словакии). Результаты всех этих измерений были обработаны Лизнаром для эпохи 1890,0 с точностью, не имеющей тогда равной себе [7]. На протяжении почти 60 лет, начиная с 1890 г., на территории Чехословакии магнитная съемка не проводилась.

В промежутке между первой и второй мировыми войнами Государственный геофизический институт в Праге организовал систематические измерения магнитного склонения и совместно с Военным географическим институтом издал карты изогон Чехословакии для разных эпох [8—12]. Однако все сильнее чувствовалась необходимость организации более полной магнитной съемки для исследования постоянного геомагнитного поля на территории Чехословакии и для изучения магнитного поля Земли в целом.

Создание новой основной геомагнитной сети в Чехословакии

В 1946—1948 гг. одним из авторов [13, 14] были выполнены абсолютные измерения D , H , I и относительные H и Z на 161 пункте сети первого порядка в Чехии. Результаты были приведены к эпохе 1950,0. На территории Словакии Охаба [15] провел геомагнитную съемку пунктов первого порядка. Результаты приведены к эпохе 1952,5. В 1953 г. сеть первого порядка в Чехии была пополнена измерениями по составляющим H и Z на пунктах второго порядка, приведенными к эпохе 1955,0 [16].

Работы 1946—1953 гг. дали возможность создать базисную геомагнитную сеть Чехословакии, соответствующую требованиям, предъявляемым к ней. В 1957—1958 гг. эта сеть была закреплена и по ней снова проведены измерения горизонтальной и вертикальной составляющих Чехии [17].

Соответствие Международным стандартам результатов исследований постоянного геомагнитного поля на территории Чехословакии обеспечивается сличениями приборов чехословацкой обсерватории Пругонице и геомагнитной обсерватории Нимек (ГДР) [18—20] и увязочными измерениями на с-з и с-в границе Чехословакии и смежной территории Германской Демократической Республики и Польши [21]. Были созданы

предпосылки (систематические наблюдения на геомагнитных обсерваториях, международные сличения стандартов, измерения на соседних станциях и увязочные измерения) для вычисления результатов всех измерений.

Магнитные наблюдения на обсерваториях Пругонице и Гурбаново — международные сличения стандартов

Систематические наблюдения за геомагнитным полем при помощи абсолютных измерений и непрерывных фоторегистраций проводятся в Чехословакии двумя основными обсерваториями: с 1946 г. — в Пругонице ($\varphi_N - 49^\circ 59' 23''$, $\lambda_E - 14^\circ 32' 45''$, $h - 329$ м), с 1890 г. — в Гурбаново ($\varphi_N - 47^\circ 52' 26''$, $\lambda_E - 18^\circ 11' 23''$, $h - 115$ м). Оборудование обсерваторий описано в [22, 23]. Результаты измерений в Пругонице систематически обрабатываются (с 1946 г.) и публикуются (с 1952 г.) [24—29]. Обсерватория Гурбаново опубликовала только результаты наблюдений за 1953 и 1954 гг. [30].

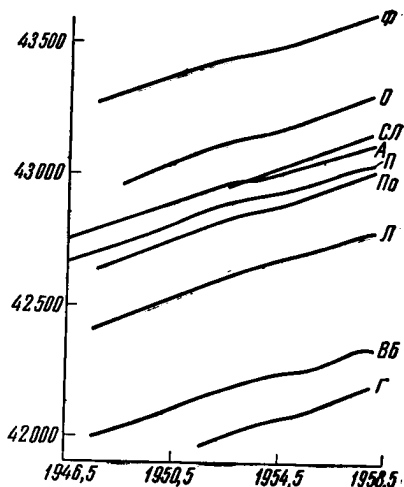
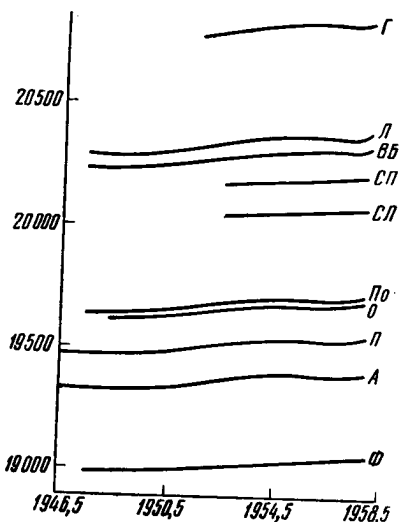
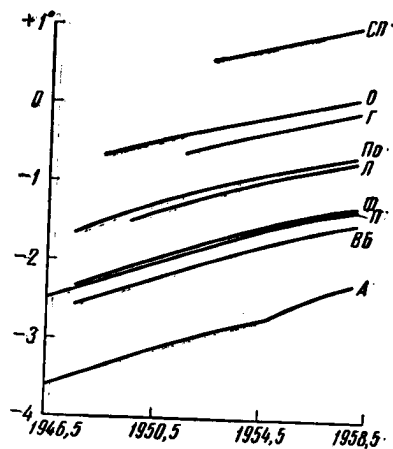
Вековой ход геомагнитного поля в Чехословакии

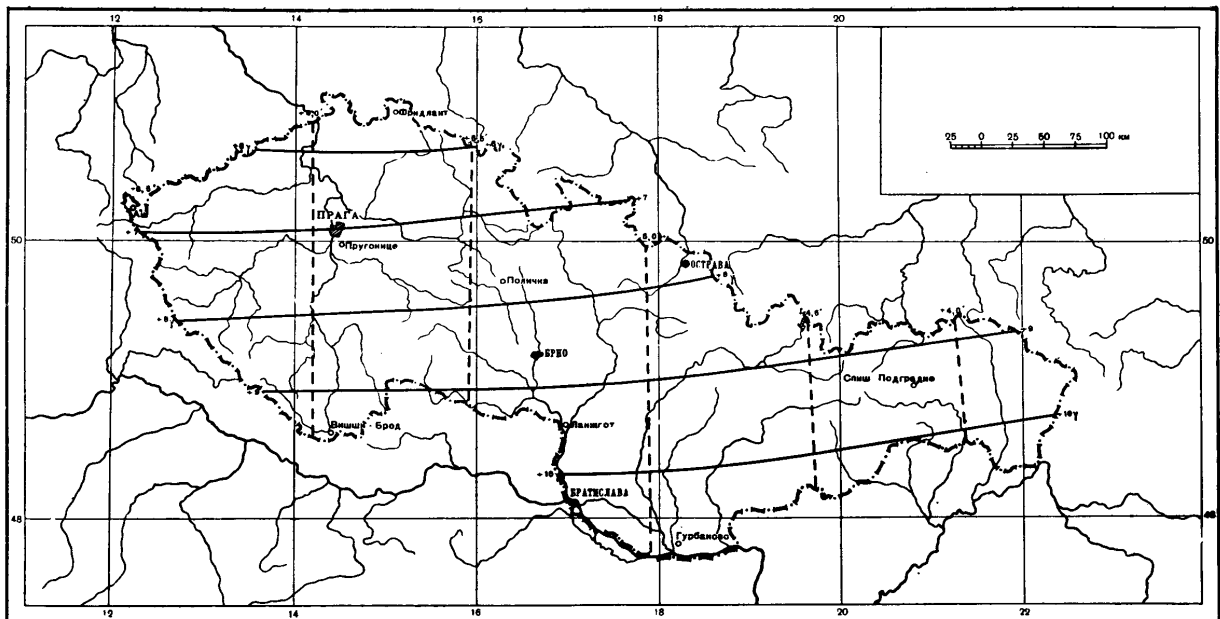
В пунктах векового хода — Аш, Фридлант, Ланжгот, Острава, Поличка, Вишши-Брод, Спешске Подградие через каждые два года регулярно выполняются абсолютные и относительные измерения D, H, I, Z и вместе с наблюдениями на геомагнитных обсерваториях Пругонице и Гурбаново дают возможность рассмотреть вековой ход геомагнитного поля на территории Чехословакии за 1948—1958 гг.

По результатам измерений на обсерваториях и пунктах векового хода были составлены диаграммы векового хода на отдельных пунктах (фиг. 1). Среднее годовое изменение магнитного склонения положительно (восточное) и достигает на западе Чехословакии $\sim 7'$, на востоке $5'$ (фиг. 2).

Фиг. 1. Вековой ход геомагнитного поля на территории Чехословакии:

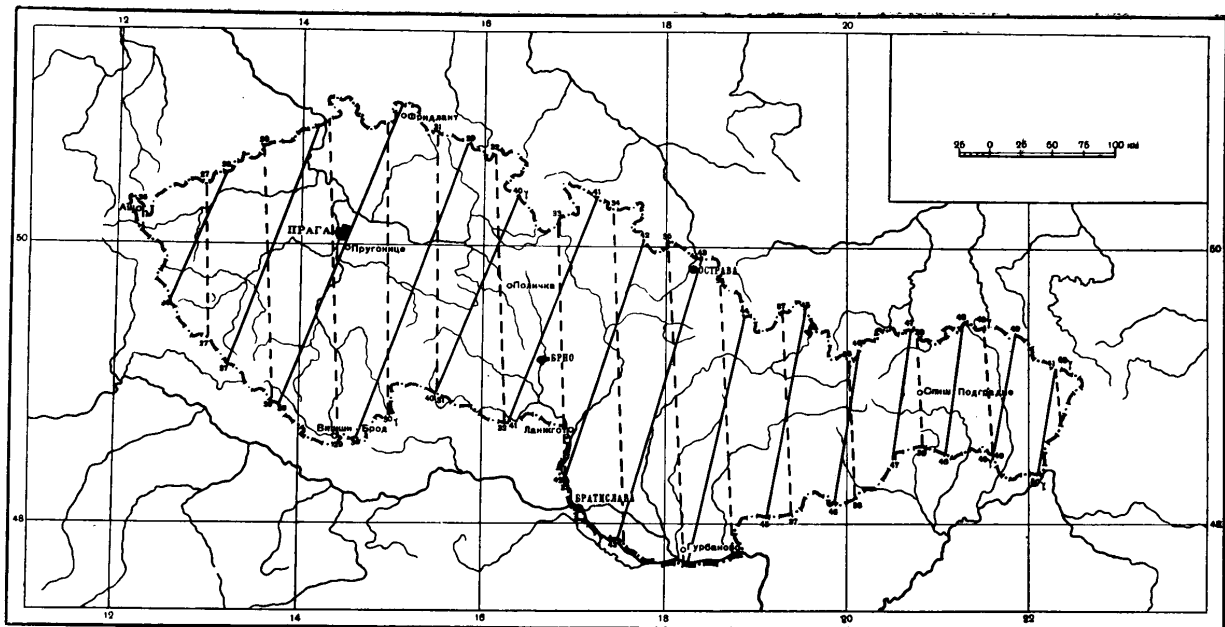
а — склонение; б — горизонтальная составляющая; в — вертикальная составляющая А — Аш, Ф — Фридлант; Г — Гурбаново; Л — Ланжгот; О — Острава; По — Поличка; П — Пругонице; СП — Спешске Подградие; ВБ — Вишши-Брод



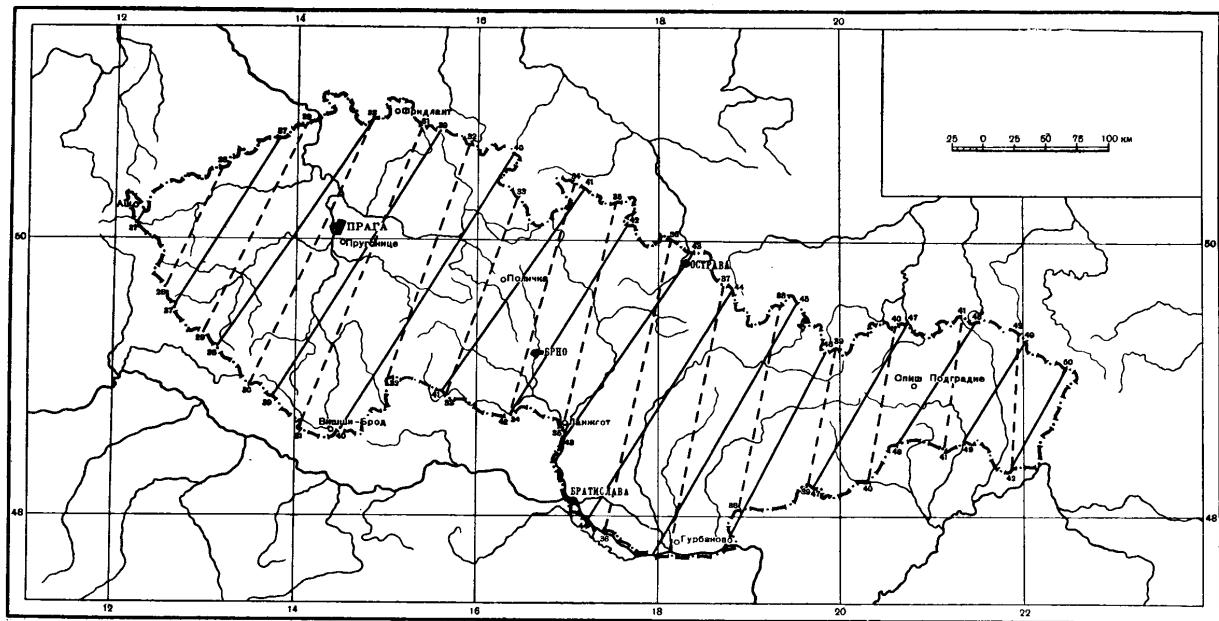


Фиг. 2. Изопоры для эпохи 1946—1958 гг.

— горизонтальная составляющая; - - - - - склонение



Фиг. 3. Изопоры вертикальной составляющей
 — 1946—1952 гг.; — 1952—1958 гг.



Фиг. 4. Изопоры полного вектора
——— 1946—1952 гг.; - - - - 1952—1958 гг.

У горизонтальной составляющей наблюдается относительно небольшое годовое изменение (фиг. 2): в некоторые года по результатам наблюдений в Пругонице вековой ход был практически равен нулю. У вертикальной составляющей и полной напряженности поля наблюдались два периода, в течение которых значения изменений геомагнитного поля несколько отличались друг от друга: 1) 1946—1952 гг. — изменение на западе достигает ± 36 γ , на востоке ± 50 γ ; 2) 1952—1958 гг. — нарастание значений Z и T несколько замедлилось и меняется в пределах от ± 27 γ на западе до ± 42 γ на востоке. Сравнительно большие значения годового изменения Z и T (фиг. 3, 4), зависящие от географической долготы, обуславливают все большее отклонение хода изодинам Z и T от широтного направления. На востоке изодинамы под влиянием более быстрого нарастания поля принимают южное направление.

Увязочные геомагнитные измерения в пограничных районах

Во время государственной съемки необходимо предусматривать, чтобы полученные результаты могли быть использованы при изучении магнитного поля Земли в целом. Так как измерения на геомагнитной сети отдельных стран выполняются в разное время и не всегда одинаковым способом, то получается не цельная картина геомагнитного поля всего земного шара, а лишь набор разрозненных данных. Поэтому, кроме полных геомагнитных измерений на пунктах Чехословакии, мы произвели также международные увязочные измерения по с-з и с-в границе Чехословакии и сличения постоянных коэффициентов приборов на обсерваториях Нимек (ГДР) (1955 г.) и Свидер (ПНР) (1957 г. [21]). В настоящее время выполняются сличительные и увязочные измерения совместно с Венгрией. После осуществления увязочных измерений по границе с СССР, Австрией и ФРГ можно будет приступить к обширным геомагнитным исследованиям в средней Европе, безотносительно к государственным границам.

Геомагнитные карты Чехословакии для эпохи 1958,0

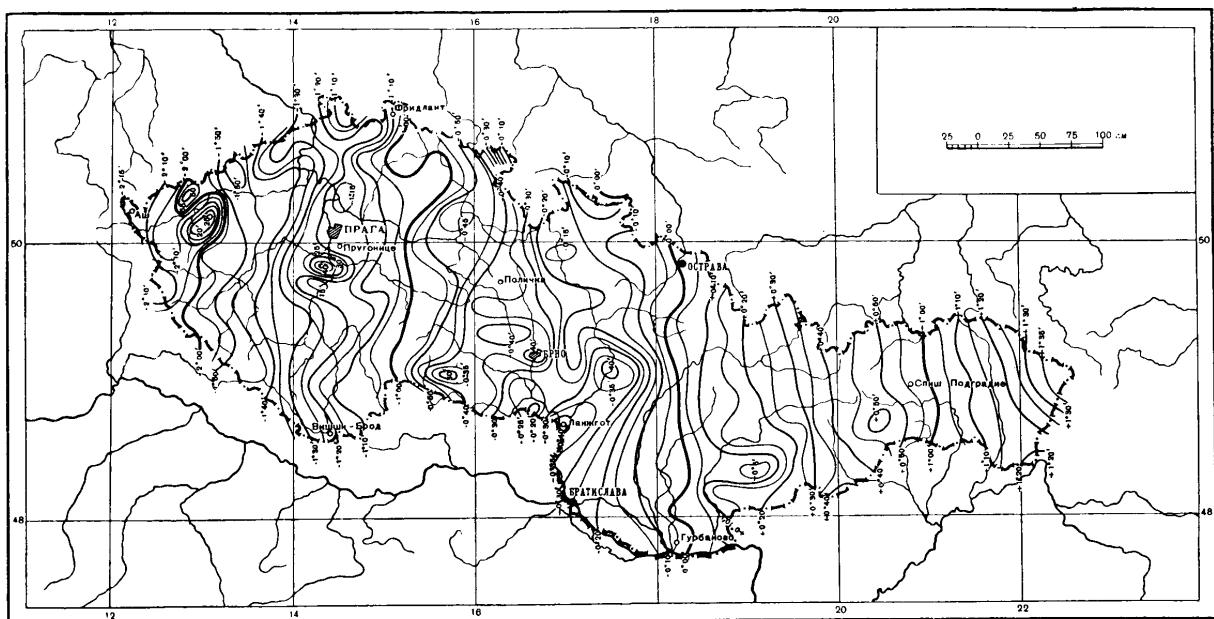
Для Чехословакии было составлено семь геомагнитных карт, характеризующих распределение геомагнитного поля для эпохи 1958,0 по всем геомагнитным элементам. Одной из главных задач является изучение распространяемого распределения постоянного геомагнитного поля в рассматриваемом районе и изображение его при помощи карт. Ход геомагнитного поля в определенном районе изображается на картах изолиний отдельных геомагнитных элементов.

Все геомагнитные карты Чехословакии составлялись по цилиндрической проекции Меркатора с меридианами, сохраняющими свою длину, и с параллелью $\varphi_N = 49^\circ 30'$ в масштабе 1 : 1 250 000. При изображении распределения значений геомагнитных элементов изолиниями мы предполагали, что значения между отдельными пунктами изменяются линейно. При изучении хода изолиний на территории Чехословакии был использован метод интерполяции, при которой мы исходили из значений геомагнитных элементов, установленных на 294 пунктах. Фиг. 5, 6 изображают ход изогон и изодинам горизонтальной и вертикальной составляющих и полного вектора напряженности геомагнитного поля Чехословакии с плотностью изолиний 50 γ (интервал изогон в угловых единицах).

Заключение

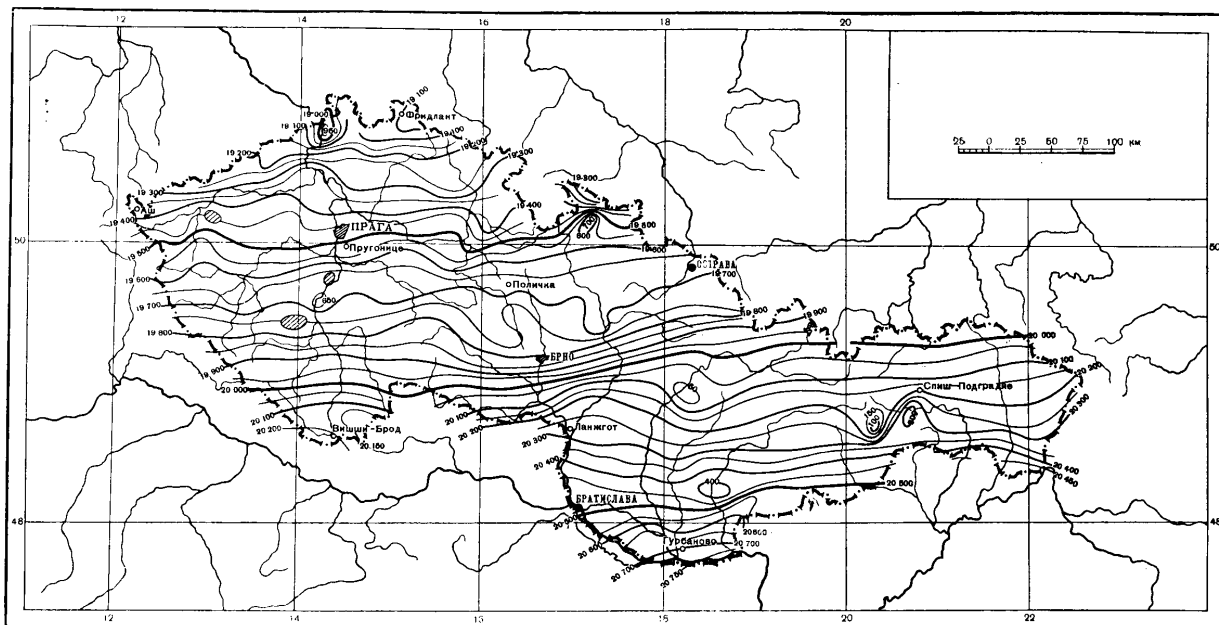
Приведенные данные дают полную картину главных черт геомагнитного поля территории Чехословакии и являются основой для геомагнитных работ разведочного характера и решения весьма актуальной задачи — составления аэромагнитной карты Чехословакии.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8



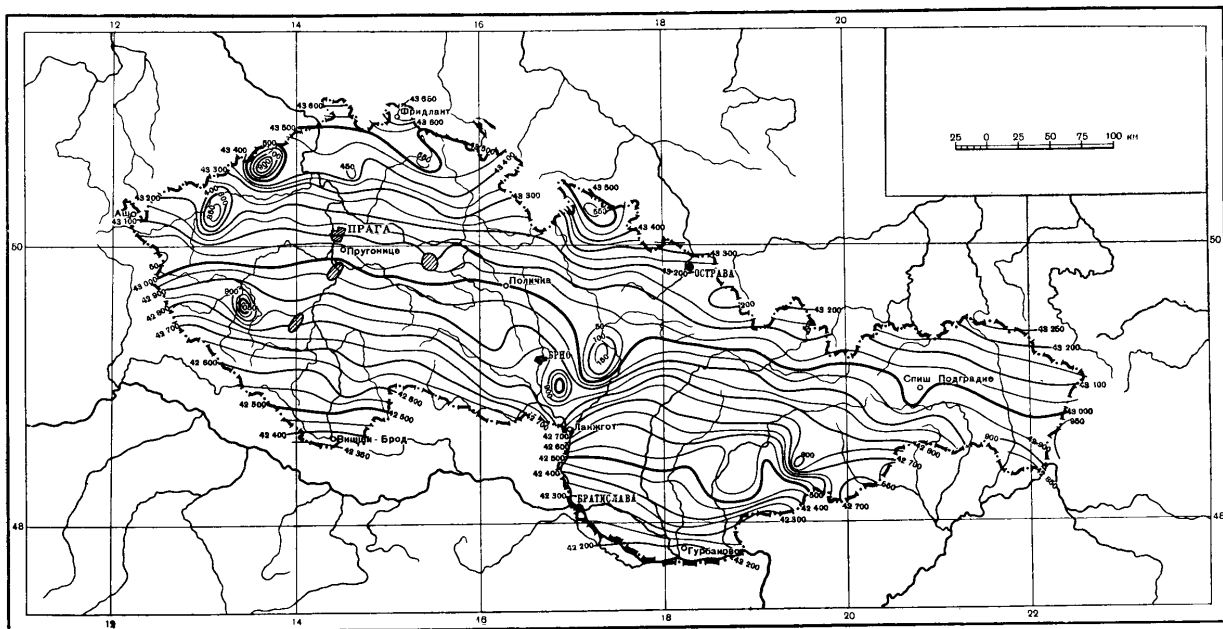
Фиг. 5. Изогоны эпохи 1958,0 г.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8



Фиг. 6. Изобары эпохи 1958,0 г.
а — горизонтальной составляющей

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8



Г - вертикальной составляющей

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

The map displays the Balkan Peninsula with isotherms for the warmest month. Major cities labeled include Sofia (София), Plovdiv (Пловдив), Varna (Варна), and others. Isotherms are marked with values such as 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, and 22. A scale bar indicates distances up to 100 km. The map is framed by latitude lines at 48° and 50° N, and longitude lines at 12°, 14°, 16°, 18°, 20°, and 22° E.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

Получение государственных геомагнитных карт Чехословакии для эпохи 1958,0 служит выполнением программы Чехословакии по МГГ.

Чехословацкая академия
наук

Поступила
3.XI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Kreil K. Magnetische und geographische Ortsbestimmungen in Böhmen, Prag, 1846.
2. Kreil K., Fritsch K. Magnetische und geographische Ortsbestimmungen im österreichischen Kaiserstaate, zweiter Jahrgang 1847, Prag, 1849.
3. Kreil K., Fritsch K. Magnetische und geographische Ortsbestimmungen im österreichischen Kaiserstaate, dritter Jahrgang 1847, Prag, 1850.
4. Kreil K. Magnetische und geographische Ortsbestimmungen im österreichischen Kaiserstaate, vierter Jahrgang 1850, Prag, 1851.
5. Schenzl Q. Beiträge zur Kenntniss der erdmagnetischen Verhältnisse in den Ländern der ungarischen Krone. Prag, 1868.
6. Kurländer I. Erdmagnetische Messungen in den Ländern der ungarischen Krone in den Jahren 1892—1894, Budapest, 1895.
7. Liznar J. Die Vertheilung der erdmagnetischen Kraft in Österreich-Ungarn zur Epoche 1890, O nach den in den Jahren 1889, bis 1894 ausgeführten Messungen, Wien, 1895.
8. Čechura Fr. Magnetická deklinace v Čechách pro epochu 1925,5, Rozpravy II. tř. České akademie, roč. 36, č. 35.
9. Čechura Fr. Magnetická deklinace v zemi Moravsko-slezské pro epochu 1925,5, Rozpravy II. tř. České akad., roč. 39, č. 53.
10. Čechura Fr. Magnetická deklinace na Slovensku pro epochu 1932,0, III. Ročenka čs. SÚG za rok 1930—38, III, Praha, 1939.
11. Běhounek R. Magnetická měření na Slovensku, v zemi Moravskoslezské a na Karpatské Ukrajině, SÚG, Praha, 1939.
12. Šalamon B., Běhounek R. Čs. republika. Mapa isogon pro epochu 1938,5, III. Ročenka SÚG, Praha, 1939.
13. Bouška J. Rozložení geomagnetického pole v českých zemích k epoše 1950,0. Travaux de l'Inst. géophys. de l'Acad. Sci. No 30, Geofys. sb. 1955, Praha, 1956.
14. Bouška J., Vykuřil J. Mapa isogon ČSR pro epochu 1949,5, SÚG a VZÚ. Praha, 1950.
15. Ochaba Š. Rozloženie geomagnetického polá na Slovensku pre epochu 1952,5 (Magnetické mapovanie I. rádu). Trav. l'Inst. geophys. de l'Acad. Sci., No 92, Geofys. sb. 1958, Praha, 1959.
16. Bucha V. Výsledky magnetických měření na stanovištích II. řádu v českých zemích k epoše 1955,0. Trav. l'Inst. géophys. de l'Acad. Sci., No 50, Geofys. sb. 1956, Praha, 1957.
17. Bucha V., Kočí A. Rozložení geomagnetického pole ve složkách H a Z v českých zemích a jeho sekulární změny ve složce Z během období 1950—1958. Trav. l'Inst. géophys. de l'Acad. Sci., Geofys. sb. 1959.
18. Боушка Я., Бодлак К. Международные геомагнитные сравнивающие измерения в 1953 и 1954 гг. Rozpravy ČSAV, roč. 65, řada MPV, seš. 12, Praha, 1955.
19. Боушка Я., Бодлак К. Internationale geomagnetische Vergleichsmessungen im Jahre 1955, NČSAV, Praha, 1958.
20. Боушка Я., Бодлак К. Mezinárodní geomagnetická srovnávací měření v roce 1958. NČSAV, Praha, 1959.
21. Буха В., Кочи А. Увязка основных геомагнитных сетей ЧСР и ННПР: Trav. l'Inst. Géophys. de l'Acad. Sci. № 90, Geofys. sb. 1958, Praha, 1959.
22. Description des Observatoires geomagnetiques. I. II., I. A. G. A., 1957.
23. Боушка Я. Report on Magnetic Work. I. A. G. A. Rome Meeting 1954, Bull. No 15, Copenhagen, 1957.
24. Боушка Я. Výsledky geomagnetických měření na observatoři Průhonice u Prahy za rok 1952, NČSAV, Praha, 1953.
25. Боушка Я. Výsledky geomagnetických měření na observatoři Průhonice u Prahy za rok 1953, Rozpravy ČSAV, roč. 65, řada MPV, seš. 12, 1955.
26. Боушка Я., Бодлак К. Výsledky geomagnetických měření na observatoři Průhonice u Prahy za rok 1954, NČSAV, Praha, 1956.
27. Боушка Я., Бодлак К., Халенка Я. Výsledky geomagnetických měření na observatoři Průhonice u Prahy za rok 1955, NČSAV, Praha, 1957.
28. Боушка Я., Бодлак К., Мразек Я. Výsledky geomagnetických a ionosférických měření na observatoři Průhonice u Prahy za rok 1958. NČSAV, Praha, 1958.
29. Боушка Я., Мразек Я., Шубрт Я. Результаты геомагнитных, теллурических и ионосферных измерений, проведенных в обсерваториях Пругонице, Будков и Паника Вес в 1957 г. Изв. Чехосл. Академии наук, 1959.
30. Ochaba Š., Ochabová P. Výsledky geomagnetických pozorování na observatoři v Hurbanove v rokoch 1953—1954. Bratislava, 1956.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Р. М. КОГАН, Ш. Д. ФРИДМАН

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ СМЕСИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
ПОРОГОВЫМИ СПЕКТРОМЕТРАМИ

Рассматривается задача о выборе наивыгоднейших уровней дискриминации E_i порогового спектрометра при анализе многокомпонентной смеси.

Применительно к исследованию гамма-излучения урано-ториевых пластов пороговым спектрометром с кристаллом NaJ(Tl) устанавливается наилучшее сочетание уровней E_1 и E_2 . Обсуждается вопрос о влиянии мешающего излучения K^{40} на выбор наивыгоднейших уровней дискриминации.

Постановка задачи

При исследованиях излучений радиоактивных веществ в геофизике в последние годы весьма часто применяются различного рода спектрометры. В результате единичного измерения поля радиоактивных излучений такими устройствами получают либо функцию (дифференциальные спектрометры), либо несколько чисел (пороговые спектрометры). Во втором случае всегда требуется выбрать положение уровней дискриминации (порогов) так, чтобы при прочих равных условиях искомые параметры определялись наиболее точно. Это требование иногда эквивалентно следующему: необходимо найти такие уровни дискриминации, при которых ошибки в определении искомых концентраций радиоактивных элементов или их групп минимальны.

Схеме расчета этих наилучших положений дискриминации и посвящена настоящая статья.

В первой части работы рассматриваются общие соотношения, имеющие место при выборе оптимальных уровней дискриминации в пороговой спектрометрии многокомпонентной смеси. Во второй части указанная задача решается для случая гамма-спектрометрии смеси урана и тория, равномерно распределенных в толстом пласте, для кристаллов NaJ(Tl) нескольких размеров. При этом устанавливаются такие положения порогов $(E_1, E_2)_{\text{opt}}$, когда при одновременных измерениях на обоих уровнях концентрации урана и тория определяются с минимальной погрешностью. Естественно, что схема расчетов, проведенная на примере гамма-излучения, может быть распространена и на другие виды излучений.

Заметим, что прямые определения $(E_1, \dots, E_k)_{\text{opt}}$ из опытных данных сопряжены с экспериментальными трудностями.

Основные соотношения для оптимальных уровней
дискриминации

Пусть в пороговом спектрометре E_1, E_2, \dots, E_k — энергетические уровни дискриминации, причем всегда $E_1 < E_2 < \dots < E_k$. Очевидно, что из единичного измерения такого порогового спектрометра можно определить не более k параметров поля или концентраций радиоактивных элементов q_1, q_2, \dots, q_k при заданных условиях эксперимента. Средние значения скорости счета импульсов для каждого уровня дискриминации

будут

$$\bar{n}_i = \sum_{j=1}^k a_{ij} q_j + \bar{n}_{\Phi_i}, \quad (1)$$

где \bar{n}_{Φ_i} — средние скорости счета «мешающих излучений». В соотношении (1) полагаем, что детерминант $|a_{ij}| \neq 0$.

Термин «мешающее излучение» является условным и понятен из предыдущего изложения.

Пусть далее n_i , получаемые при некотором единичном измерении, являются случайными величинами, каждое из которых подчинено распределению Пуассона, и требуется установить статистическую погрешность в искомым q_j .

Если числа n_i получены при одновременных измерениях, то, как показано И. М. Назаровым*, статистически независимыми величинами, распределенными по закону Пуассона, можно считать лишь числа импульсов, сосчитанных на неперекрывающихся энергетических интервалах. Таковыми удобно взять интервалы $E_1 - E_2$, $E_2 - E_3$ и т. д. В соответствии с этим система линейных уравнений (1) примет вид:

$$\bar{n}_i - \bar{n}_{i+1} = \sum_{j=1}^k b_{ij} q_j = (\bar{n}_{\Phi_i} - \bar{n}_{\Phi_{i+1}}), \quad (2)$$

где $b_{ij} = a_{ij} - a_{i+1, j}$.

Тогда, учитывая свойства детерминантов, из (2) имеем для вычисленных значений:

$$q_j = \frac{1}{|a_{ij}|} \sum_{i=1}^k [(n_i - \bar{n}_{\Phi_i}) - (n_{i+1} - \bar{n}_{\Phi_{i+1}})] B_{ij}, \quad (3)$$

причем $n_{k+1} = 0$ и B_{ij} — адъюнкта $|b_{ij}|$.

Для дисперсии q_j из (3) получим для нашего случая:

$$D(q_j) = \frac{t}{|a_{ij}|^2} \sum_{i=1}^k (\bar{n}_i - \bar{n}_{i+1}) B_{ij}^2, \quad (4)$$

где t — время измерений.

Понятно, что система (2) пригодна и для случая, когда n_i являются статистически независимыми (например, неодновременные измерения). При этом

$$\overline{D}(q_j) = \frac{1}{|a_{ij}|^2} \sum_{i=1}^k \bar{n}_i t_i (B_{ij} - B_{i-1, j})^2, \quad (4a)$$

где t_i — время наблюдения.

При $t_1 = t_2 = \dots = t$ всегда имеет место

$$\overline{D}(q_j) > D(q_j). \quad (5)$$

Так как a_{ij} и n_{Φ} — функции уровней дискриминации, то

$$D(q_j) = \psi_j^2(t, q_1, q_2, \dots, q_k, E_1, E_2, \dots, E_k). \quad (6)$$

Если цель геофизических исследований сводится к наиболее точному определению какой-либо одной компоненты в смеси радиоактивных веществ, то оптимальное положение уровней дискриминации $(E_1, E_2, \dots, E_k)_{\text{opt}}$ определяется из условия:

$$\frac{\psi_j}{q_j} = \left(\frac{\psi_j}{q_j} \right)_{\min}, \quad (7)$$

* Устное сообщение.

где $(\phi_j/q_j)_{\min}$ — наименьшее значение ϕ_j/q_j на замкнутом интервале энергетической шкалы спектрометра от 0 до $(E_k)_{\max}$.

Для равноточных измерений всех компонент $(E_1, E_2, \dots, E_k)_{\text{опт}}$ должны удовлетворять системе уравнений

$$q_j \phi_{j-1} = q_{j+1} \phi_j \quad (j = 1, 2, \dots, k-1). \quad (8)$$

Дополнительное уравнение получается из (7) при условии (8) для любого q_j .

В общем случае условия для нахождения оптимальных уровней дискриминации определяются конкретными целями геофизической задачи.

Рассмотренные погрешности определения q_j образуют специфическую группу ошибок, обязанных статистическому характеру измеряемых величин.

В практике геофизических исследований измеряемый эффект, как правило, обусловлен совокупным действием полезного и мешающего излучений, причем во многих случаях доля последнего значительна. Уровень мешающих излучений \bar{n}_{Φ_i} обычно определяется из автономных измерений. При этом вычисленные из (3) q_j содержат вторую группу ошибок, обусловленных степенью неточности \bar{n}_{Φ_i} .

Так как обычно мешающее излучение, так же как и полезное, имеет статистическую природу, то

$$D_{\Phi}(\bar{n}_{\Phi_i}) = \bar{n}_{\Phi_i} t_i.$$

Если каждое из \bar{n}_{Φ_i} определено из одновременных измерений, то $t_1 = t_2 = \dots = t_{\Phi}$. Полагая далее, что \bar{n}_{Φ_i} определены при уровнях дискриминации E_1, E_2, \dots, E_k , из (3) получим:

$$D_{\Phi}(q_j) = \frac{t_{\Phi}}{|a_{ij}|^2} \sum_{i=1}^k (\bar{n}_{\Phi_i} - \bar{n}_{\Phi_{i+1}}) B_{ij}^2. \quad (9)$$

Значень $D_{\Phi}(q_j)$ при независимых измерениях \bar{n}_{Φ_i} легко сделать по аналогии с (4а).

Понятно, что $D_{\Phi}(q_j)$ зависит от уровней дискриминации E_i и, следовательно,

$$D_{\Phi}(q_j) = \phi_{j\Phi}^2(t_{\Phi}, E_1, \dots, E_k). \quad (10)$$

Таким образом, для выбора $(E_1, \dots, E_k)_{\text{опт}}$ следует учесть, что

$$D_{\text{полн}}(q_j) = \phi_j^2(t, q_1, \dots, q_k, E_1, \dots, E_k) + \phi_{j\Phi}^2(t_{\Phi}, E_1, \dots, E_k). \quad (11)$$

В частности, условие типа (7) в этом случае имеет вид:

$$\{(\phi_j^2 + \phi_{j\Phi}^2)^{1/2} q_j^{-1}\} = \min. \quad (12)$$

Все рассуждения по поводу условий для определения $(E_1, \dots, E_k)_{\text{опт}}$, приведенные ранее, сохраняются и здесь, причем в соответствующих выражениях необходимо выполнить замену ϕ_j на $(\phi_j^2 + \phi_{j\Phi}^2)^{1/2}$.

Кроме ошибок наблюдений, обусловленных статистической природой радиоактивного распада и процессов взаимодействия излучений с веществом, при нахождении $(E_1, \dots, E_k)_{\text{опт}}$ необходимо учитывать и возможные систематические ошибки, например за счет неточности сведений о функциях a_{ij} , а также многочисленные погрешности аппаратного характера. Последние иногда целесообразно интерпретировать как некоторую экви-

валентную неустойчивость уровней дискриминации ΔE_i . Тогда соответствующая ошибка в q_j будет:

$$\Delta q_j = \sum_{i=1}^k \frac{da_{ij}}{dE_i} \Delta E_i = \phi_{ja}(q_j). \quad (13)$$

Совместное рассмотрение величин $D(q_j)$, $D_\Phi(q_j)$, а также ошибок систематического характера и дополнительных условий типа (7), (8) или других, определяемых конкретной задачей геофизических исследований, позволяет дать оценку $(E_1, \dots, E_k)_{\text{опт.}}$.

Гамма-спектрометрия урана и тория в горных породах

Задача о выборе оптимальных порогов при раздельном определении содержания урана и тория в горных породах рассмотрена в работе [1]. Однако приведенное в этой работе решение пригодно лишь для условий, когда эффекты, регистрируемые на каждом из уровней дискриминации, являются статистически независимыми. Таким образом, здесь имеется в виду, что при практических измерениях определение числа сосчитанных импульсов на каждом из уровней дискриминации производится на неперекрывающихся интервалах времени. Это предполагает использование пороговых спектрометров с одним подвижным уровнем дискриминации. Употребление спектрометров с одновременным измерением скорости счета импульсов на нескольких уровнях во многих случаях технически более выгодно; при измерениях с непрерывно перемещающимся детектором (самолетная, автомобильная гаммасъемки и гаммакаротаж) требование одновременности измерений является чрезвычайно важным. Решение, предлагаемое ниже, дается именно для таких одновременных измерений.

В качестве конкретного примера рассмотрим γ -поле над однородным толстым пластом горных пород (γ -поле в приземной атмосфере). Измерения производятся спектрометром, имеющим два порога — E_1 и E_2 . Требуется установить для изотропного детектора — кристалла NaJ(Tl) значения $(E_1, E_2)_{\text{опт.}}$, если искомыми величинами являются концентрации урана и тория в горных породах, а мешающие излучения обязаны радиоактивному калию, космическому излучению и радиоактивным загрязнениям аппаратуры. При этом будем полагать, что среднее значение уровня мешающих излучений известно с высокой степенью точности.

В указанных условиях при одновременных измерениях дисперсии q_U и q_{Th} , согласно (1) и (4), имеют вид:

$$D(q_U) = \frac{t}{\Delta^2} [(\bar{n}_1 - \bar{n}_2) a_{22}^2 + \bar{n}_2 (a_{12} - a_{22})^2], \quad (14)$$

$$D(q_{Th}) = \frac{t}{\Delta^2} [(\bar{n}_1 - \bar{n}_2) a_{21}^2 + \bar{n}_2 (a_{21} - a_{11})^2],$$

где $\Delta = a_{11}a_{22} - a_{21}a_{12}$.

Коэффициенты a_{ij} зависят от спектрального состава γ -квантов, образующих исследуемое поле, от метрических свойств спектрометра (размеры кристалла, разрешающая способность спектрометра и др.), а также от положения i -го уровня дискриминации.

Для рассматриваемого примера спектральный состав γ -квантов взят из работы [3]. Сведения о метрических свойствах спектрометра заимствованы из работы [2], где методом Монте-Карло рассчитаны так называемые дифференциальные приборные спектры $H(E, E_0)$ для коллимированной радиации, падающей вдоль оси кристалла.

! Скорость счета импульсов при энергетической интенсивности $I(E_0) = 1 \text{ Мэв/см}^2 \text{ сек}$ и уровне дискриминации E_i будет

$$\tau(E_i, E_0) = \int_{E_i}^{E_0} H(E, E_0) dE. \quad (15)$$

При широком параллельном пучке, как это имеет место в нашей задаче, в значения $\tau(E_i, E_0)$ (15) были внесены поправки за изменение фотовклада. При этом предполагалось, согласно [2], что общая эффективность кристалла для широкого параллельного пучка γ -квантов и пучка, коллимированного по оси, изменяется слабо, а форма дифференциальных приборных спектров является подобной.

Скорость счета импульсов n_i при выбранном пороге дискриминации E_i для монохроматического излучения E_0 определяется выражением

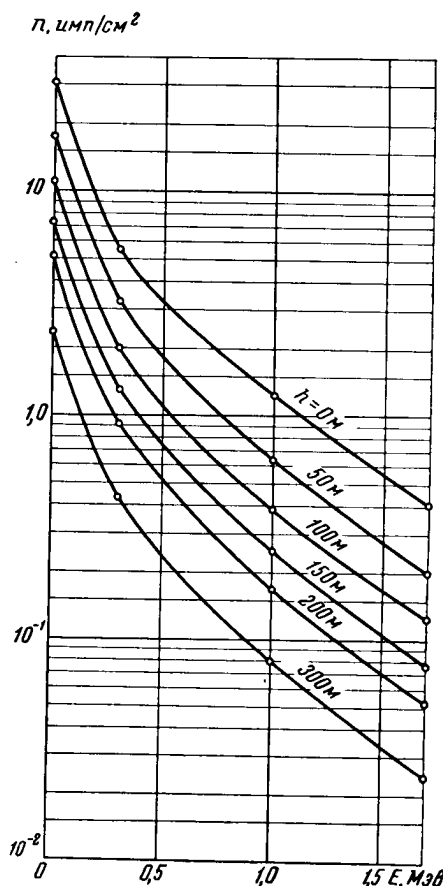
$$n_i(E_i, E_0) = I_0(E_0) \tau(E_i, E_0) + \int_{E_i}^{E_0} \tau_i(E_i, E) I_E(E, E_0) dE, \quad (16)$$

где $I_E(E, E_0)$ — функция энергетического распределения γ -квантов рассеянного излучения; $I_0(E_0)$ — энергетическая интенсивность первичных γ -квантов.

Для сложного спектра γ -излучения общая скорость счета импульсов n_i получается суммированием по (16).

Фиг. 1. Скорость счета порогового спектрометра с кристаллом NaJ(Tl) (диаметр 12,5 см, высота 10 см)

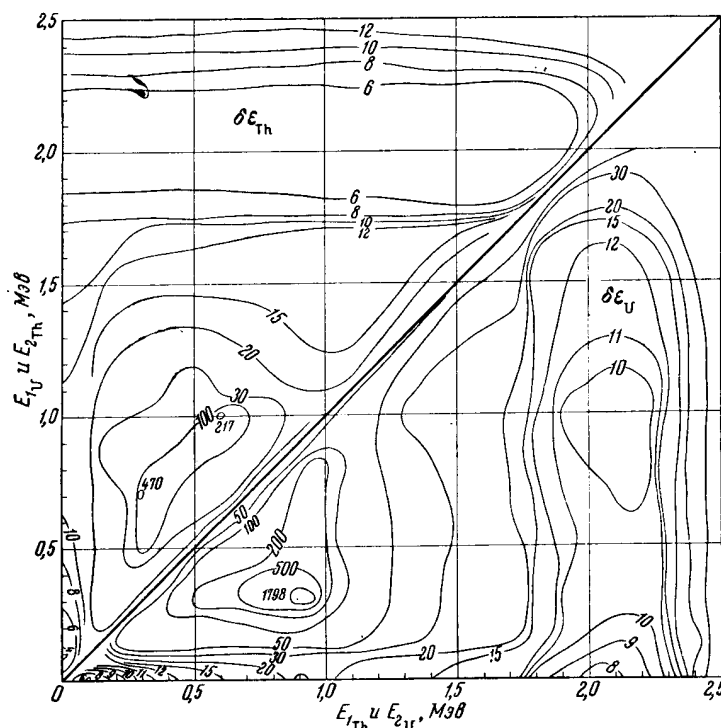
Исходник — толстый слой пород с содержанием равновесного урана $q_U = 10^{-6} \text{ г/г}$. Время измерения поля $t = 20 \text{ сек}$.



Коэффициенты a_{11} , a_{12} и т. д., входящие в (14), могут быть подсчитаны по (16), если приняты определенные единицы для измерения концентраций радиоактивных элементов (например, кюри/г , мэв/г , г/г и т. д.).

Скорости счета импульсов при различных уровнях дискриминации для кристалла NaJ(Tl) большого размера ($12,5 \times 10 \text{ см}$, разрешающая способность 9% на 1,0 мэв) на разных высотах h над толстым слоем горных пород с содержанием 10^{-6} г урана на грамм породы изображены на фиг. 1. Эти графики в ранее принятых обозначениях являются функциями a_{11} и a_{12} при различных толщинах поглощающего слоя атмосферы. Вид функций a_{11} , a_{12} , как это следует из фиг. 1, слабо изменяется с толщиной h в интервале 0—200 м. Аналогичный характер изменения имеет место для функций a_{21} и a_{22} . Как следствие, $(E_1, E_2)_{\text{opt}}$ в указанном диапазоне высот над земной поверхностью изменяется незначительно.

Пусть концентрация урана и тория в горных породах будет $q_U = 3,5 \cdot 10^{-6} \%$ и $q_{Th} = 18 \cdot 10^{-6} \%$ (кислые породы [4]). Найдём статистические погрешности в определении q_U и q_{Th} , если измерения производятся пороговым спектрометром с одновременным измерением скорости счета импульсов по двум уровням дискриминации. Предположим вначале, что уровень мешающих излучений пренебрежимо мал. Численные расчеты статистических погрешностей проведены согласно соотношению (4); исходные данные о форме поля и спектральной функции детектора указаны ранее.



Фиг. 2. Изолинии функций $\delta\epsilon_U(E_1, E_2)$, $\delta\epsilon_{Th}(E_1, E_2)$ для порогового спектрометра с кристаллом NaI (Th) (диаметр 12,5 см, высота 10 см).

Источник: толстый слой пород с содержанием равновесного урана ($q_U = 3,5 \cdot 10^{-6} \%$) и тория ($q_{Th} = 18 \cdot 10^{-6} \%$). Время измерения позв. $t = 20$ сек.

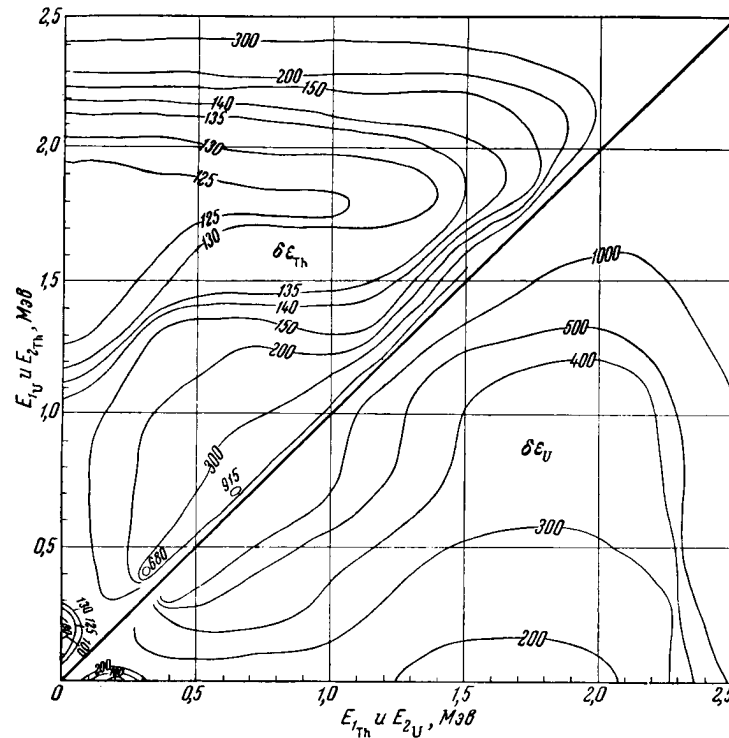
Функции $\delta\epsilon_U = \psi_U(E_1, E_2)/q_U$ и $\delta\epsilon_{Th} = \psi_{Th}(E_1, E_2)/q_{Th}$, представляющие собой относительную величину статистической погрешности в определении q_U и q_{Th} при экспозиции $t_1 = 20$ сек. для кристалла большого размера (12,5 × 10 см), представлены в виде изолиний на фиг. 2. Для получения относительной ошибки в процентах следует данные, приведенные на фиг. 2, умножить на $(t/t_1)^{-1/2}$ (где t — время измерения позв.).

Из анализа изолиний $\delta\epsilon_U$ следует, что функция $\delta\epsilon_U$ достигает наименьшего значения при $E_1 \approx 0$; $E_2 \approx 0,05 - 0,25$ мэв (область I); близкие значения $\delta\epsilon_U$ имеют место в области II уровней дискриминации $E_1 \approx 0 - 1,1$ мэв; $E_2 \approx 1,85 - 2,1$ мэв.

Несмотря на то что область I (малые E_1 и E_2) дает наименьшую статистическую погрешность в определении q_U , на практике более целесообразно использовать область II. Действительно, с одной стороны, в области малых энергий (до 0,2 мэв) форма спектра γ -излучения существенно

зависит от менделеевского состава горных пород и главным образом от содержания элементов с большим атомным номером. С другой стороны, согласно соотношению (13), в области I ошибка из-за неустойчивости уровней дискриминации значительна за счет больших значений da_{11}/dE_1 , da_{21}/dE_2 и $\Delta E/E_1 - E_2$.

Таким образом, учитывая изложенное, более выгодна область II, причем следует брать $E_1 > 0,2$ мэв.



Фиг. 3. Изолинии функций $\delta\epsilon_U(E_1, E_2)$, $\delta\epsilon_{Th}(E_1, E_2)$ для порогового спектрометра с кристаллом NaJ(Tl) (диаметр 1,25 см, высота 1,25 см)

Источник: голый слой пород с содержанием равновесного урана ($q_U = 3,5 \cdot 10^{-6}$ г/г) и тория ($q_{Th} = 18 \cdot 10^{-6}$ г/г). Время измерения поля $t = 20$ сек.

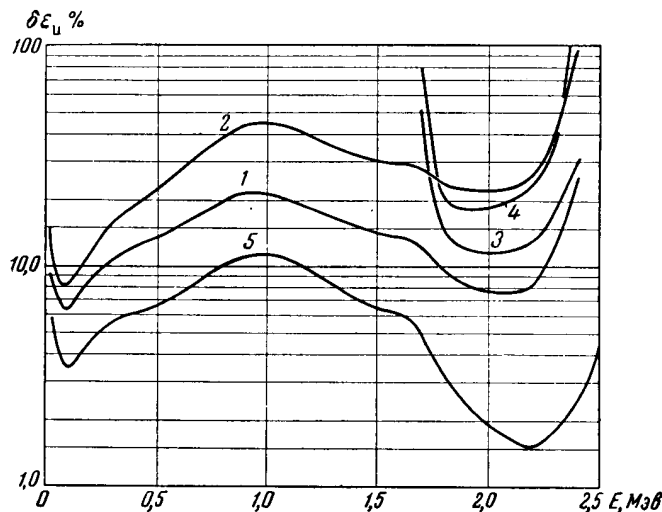
Весьма важно отметить, что $(E_1, E_2)_{opt}$ для $\delta\epsilon_{Th}$ практически совпадают с таковыми для $\delta\epsilon_U$. Это совпадение в известном смысле случайно. Таким образом, при указанных уровнях дискриминации в области II обеспечиваются наименьшие погрешности в определении концентрации как q_U , так и q_{Th} .

На фиг. 3 представлены в изолиниях функции $\delta\epsilon_U$ и $\delta\epsilon_{Th}$ для кристалла NaJ(Tl) малого размера (1,25×1,25 см).

Здесь, как и в случае кристалла NaJ(Tl) большого размера, также наблюдаются две области, где функции $\delta\epsilon_U$ и $\delta\epsilon_{Th}$ принимают минимальные значения. Однако если для большого кристалла наименьшие значения ошибок при $E_1 \approx 0 - 1,4$ мэв приурочены к уровню дискриминации $E_2 \approx 2,4$ мэв, то для малого кристалла эти минимальные значения соответствуют $E_2 \approx 1,8$ мэв. Кроме того, во втором случае в области II значения $\delta\epsilon_U$, $\delta\epsilon_{Th}$ выражены менее резко и охватывают интервал примерно 1,5—2,1 мэв. В остальном все выводы, сделанные для кристалла большого

размера, сохраняются и в случае фиг. 3. Можно полагать, что аналогичные заключения будут иметь место и для кристаллов промежуточных размеров.

Следует отметить, что при указанных выше значениях $(E_1, E_2)_{\text{opt}}$ отношения статистических погрешностей для большого и малого кристаллов составляют 20—25 (отношение же поперечных сечений этих кристаллов составляет 1 : 100, а объемов — 1 : 800).



Фиг. 4. Графики функций $\delta\epsilon_u(E_1, E_2)$ для порогового спектрометра с кристаллом NaJ(Tl) (диаметр 12,5 см, высота 10 см)

Источник — точный слой горных пород со следующими концентрациями радиоактивных элементов: 1, 3 — $q_U = 3,5 \cdot 10^{-6}$ з/г, $q_{Th} = 18 \cdot 10^{-6}$ з/г, $E_1 = 0$; 1,6 мэв; 2, 4 — $q_U = 3,5 \cdot 10^{-6}$ з/г, $q_{Th} = 18 \cdot 10^{-6}$ з/г, $q_K = 3,34 \cdot 10^{-2}$ з/г для $E_1 = 0$ и 1,6 мэв; 5 — $q_U = 5 \cdot 10^{-6}$ з/г, $q_{Th} = 10^{-6}$ з/г.

Время измерения поля $t = 20$ сек.

Рассмотрим случай, когда уровень помех соизмерим с полезным излучением. Пусть концентрации радиоактивных излучений естественной смеси изотопов составляют $q_U = 3,5 \cdot 10^{-6}$ з/г, $q_{Th} = 18 \cdot 10^{-6}$ з/г и $q_K = 3,34 \cdot 10^{-2}$ з/г (кислые породы [4]). Схема измерений прежняя. Положим также, что дополнительные помехи (радиоактивные загрязнения аппаратуры и космический фон) составляют, помимо γ -излучения радиоактивного калия, примерно 20% от общей скорости счета, обязанной совместному эффекту от урана, тория и калия. Графики значений $\delta\epsilon_u$, вычисленные при заданных условиях для кристалла большого размера при $E_1 = 0$ и 1,6 мэв, представлены на фиг. 4 (кривые 2, 4). Кривые 1, 3 представляют те же значения функции $\delta\epsilon_u$, но при отсутствии помех.

Сравнение приведенных кривых показывает, что в интервале $E_2 = 1,8 — 2,1$ мэв суммарное действие помех увеличивает ошибку $\delta\epsilon_u$ в 2,5 раза при $E_1 = 0$ мэв; это увеличение составляет 1,4 раза при $E_1 = 1,6$ мэв. Причем во втором случае при наличии помех $\delta\epsilon_u$ примерно на 20% ниже, чем для $E_1 = 0$ мэв.

Таким образом, если выбор нижнего значения $E_1 > 0,2$ мэв определяется необходимостью исключить влияние менделеевского состава горных пород на результаты измерений, то выбор верхнего предела $E_1 \approx 1,6$ мэв определяется необходимостью исключения мешающего излучения за счет радиоактивного калия ($E_0 \approx 1,5$ мэв).

В заключение отметим, что изменение концентраций урана и тория в горных породах в довольно широком диапазоне значений практически не изменяет выводов, сделанных относительно выбора значений (E_1 , E_2) (фиг. 4, 5) (карбонатные породы [5]).

Академия наук СССР
Институт прикладной геофизики

Поступила
27.VII 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Воскобойников Г. М., Карташов Н. П. К вопросу о спектрометрических исследованиях γ -излучения естественных излучателей. Атомная энергия, 6, вып. 1, 1959.
2. Berger M. J., Doggett J. Response function of thallium-activated sodium-iodide scintillation counter. J. Res. Nat. Bur. Standards, 56, № 6, 1956.
3. Коган Р. М., Фридман Ш. Д. Распределение γ -квантов по энергии в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1960.
4. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
5. Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашова К. Г. К геохимии рассеянного тория и урана в глинах и карбонатных породах русской платформы. Геохимия, № 3, 1956.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960



О. В. БОЛЬШАКОВА, К. Ю. ЗЫБИН, Н. Ф. МАЛЬЦЕВА

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ПОВЕДЕНИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ КПК ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ УСТОЙЧИВОГО РЕЖИМА (P_c)

(по данным наблюдений МГГ)

Описаны некоторые закономерности в поведении вертикальной составляющей короткопериодических колебаний (КПК) геомагнитного поля, наблюдавшейся на геофизических станциях Института физики Земли АН СССР в течение первого полугодия МГГ. Рассматривается частотный спектр поля КПК, суточный ход числа случаев появления КПК, суточный ход средней максимальной амплитуды КПК и их поведение в зависимости от географического распределения мест наблюдений. С целью выяснения общих амплитудных закономерностей вводится понятие «активность P_c » и рассматривается ее поведение.

В настоящей статье использован материал наблюдений трех геофизических станций Института физики Земли АН СССР, построенных и введенных в действие к началу МГГ: Ловозеро (Мурманская обл.) — $67^{\circ} 58'$ с. ш., $35^{\circ} 05'$ в. д., Борок (Ярославская обл.) — $58^{\circ} 02'$ с. ш., $38^{\circ} 58'$ в. д., Петропавловск-Камчатский — $53^{\circ} 06'$ с. ш., $158^{\circ} 38'$ в. д.

В качестве первичных данных привлечены круглосуточные фотографические записи флюксметрических индукционных установок с разверткой 90 мм/час . Период обработанных наблюдений охватывает первые полгода МГГ, включающие эпохи осеннего равноденствия и зимнего солнцестояния (август 1957 г. — январь 1958 г.).

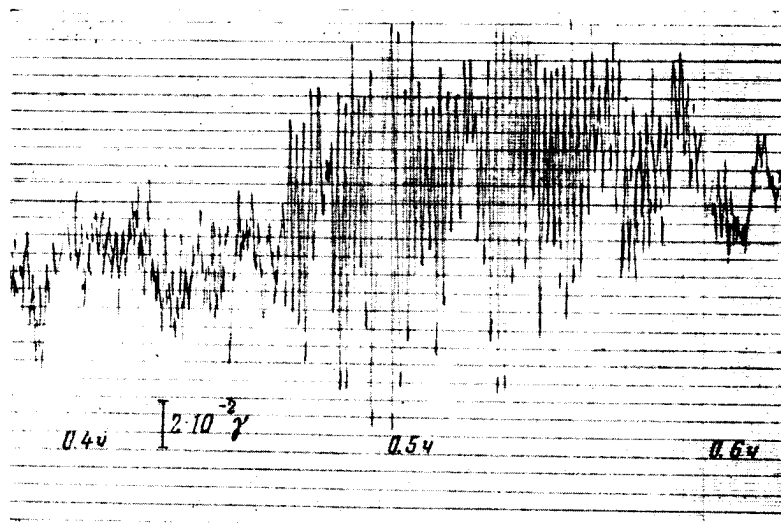
Флюксметрические установки с кабельными кольцами, уложенными горизонтально, регистрируют вертикальную составляющую КПК геомагнитного поля и все дальнейшие высказывания относятся только к поведению вертикальной составляющей. Эти установки позволяют регистрировать спектр КПК в диапазоне периодов от 10 сек. до 10 мин. Материалы фотографической регистрации включают КПК всех периодов указанного диапазона.

Колебания с периодами более 4 мин. ввиду сложности своей структуры нуждаются, как выяснилось, в более детальной обработке, включающей исследование формы колебаний, поэтому результаты их обработки здесь не приводятся.

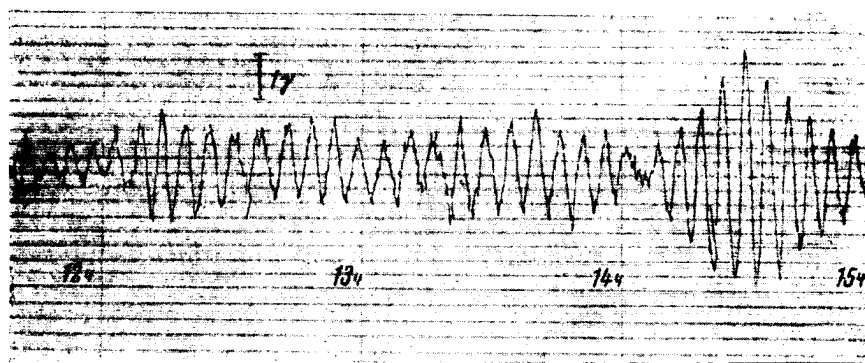
Следует отметить, что КПК с периодами от 10 до 60 сек. в основном имеют четко выраженный регулярный характер с плавно меняющимися амплитудами и устойчивым периодом. На станции «Борок», как правило, встречаются также устойчивые колебания с периодами от 60 до 90 сек., имеющие весьма регулярный характер и правильную форму (фиг. 1).

Колебания с периодами более 2 мин. обычно значительно отличаются друг от друга по периоду, амплитуде и форме. Однако на станции «Ловозеро» устойчивый правильный характер иногда обнаруживают и колебания низких периодов (фиг. 2).

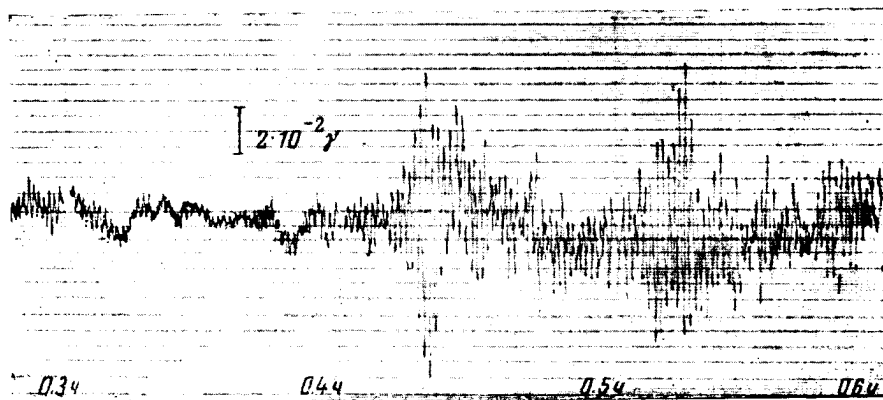
Характер устойчивости колебаний различен на всех трех станциях. В Петропавловске устойчивые колебания наблюдаются в течение 6—8 час. подряд, в то время как в Ловозере устойчивые колебания длятся



Фиг. 1. Устойчивые колебания с периодом 60—80 сек. Борок, 9.X. 1957 г.



Фиг. 2. Устойчивые колебания с периодом 6 мин. Ловозеро, 8.IX. 1957 г.



Фиг. 8. Устойчивые колебания. Борок, 10.IX.1957 г.

03—04 часа — P_c с периодом 20—25 сек; 04 часа и далее — биения устойчивых колебаний с периодом 60—80 сек.

в среднем 2—3 часа. В Борке, расположенном по широте между Петропавловском и Ловозером, средняя длительность устойчивых колебаний составляет 4—5 час.

На записи могут одновременно присутствовать устойчивые колебания различных периодов, накладывающихся или перемежающихся. Наиболее сложный спектр, выражающийся в одновременном присутствии на записи большого числа устойчивых колебаний различных периодов, наблюдается на полярной станции «Ловозеро». На среднеширотных станциях спектр устойчивых колебаний значительно проще, особенно в Борке, хотя по широте Борок севернее Петропавловска.

В целях упрощения статистической обработки упомянутый диапазон периодов был разделен на группы колебаний с периодами в 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 сек. и 2, 3, 4 мин. Колебания объединялись в группы следующим образом: например, в группу 50 сек. объединялись КПК с периодами от 46 до 55 сек., в группу 3 мин. — КПК с периодами от 2,6 до 3,5 мин.

Для каждой группы колебаний были составлены ежемесячные таблицы, в которых отмечалось: а) время появления колебаний соответствующей группы с точностью до одного часа; б) часы, во время которых присутствуют колебания соответствующей группы; в) амплитуды колебаний в течение каждого часа присутствия колебаний данной группы. В таблицы вносились амплитуды и периоды колебаний, носящих характер устойчивого режима, т. е. таких колебаний, которые при периодах от 10 до 50 сек. соответствуют колебаниям типа P_c (по международной классификации Комитета № 10 МАГА), а при периодах от 60 сек. до 4 мин. являются характерными для поля КПК в течение не менее двух часов подряд.

1. Путем статистической обработки ежемесячных таблиц получена картина частотного спектра * полей КПК для трех станций в диапазоне от 10 до 90 сек. за вышеуказанный период наблюдений.

Установлено, что появление КПК различных периодов в среднем за месяц или больший интервал времени неравновероятно. На графиках частотного спектра выделяется несколько экстремумов, выдерживающихся из месяца в месяц (фиг. 3).

Наиболее характерными колебаниями, которые по количеству занимаемых часов преобладают над остальными, являются колебания с периодами 20—30 и 60 сек. Колебания с периодом 50 сек. для всех станций оказываются наименее характерными. Колебания с периодом 40 сек. можно отнести к колебаниям промежуточного характера.

Было предположено, что провал частотного спектра на 50-секундных колебаниях является результатом субъективности обработки, в результате которой колебания с периодом около 50 сек. могли иногда быть включены в группу 40 или 60 сек. Специальной проверке подверглись 10-дневные записи КПК станции «Петропавловск», по которым были заново составлены таблицы специально для группы колебаний с периодом 50 сек.

Результаты проверки полностью подтвердили достоверность проведенной массовой обработки.

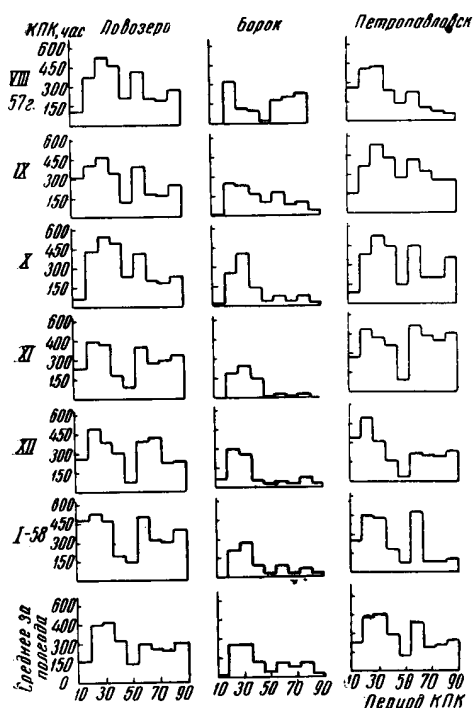
Частотные спектры станций «Ловозеро» и «Петропавловск» (средние за полугодие) почти полностью соответствуют друг другу как по удельному весу каждого периода, так и по абсолютному числу часов, приходящихся в течение месяца на колебания данного периода. Частотный спектр станции «Борок» несколько иной.

Отличие состоит в том, что колебания каждого периода занимают на станции «Борок» в среднем вдвое меньшее количество часов (при

* Под частотным спектром поля КПК подразумевается зависимость количества часов, в которые наблюдались колебания того или иного периода, от периода колебаний.

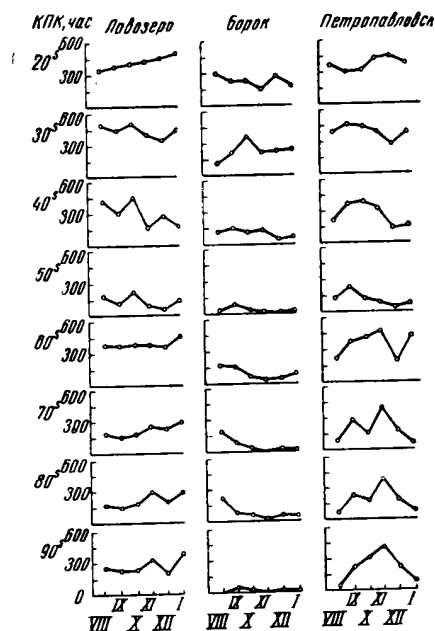
более высокой чувствительности установки), причем второй максимум, приходящийся на других станциях на колебания с периодом 60 сек., выражен нечетко.

Сделана попытка выяснить тенденции сезонной изменчивости частотного спектра, или сезонного хода числа случаев появления каждой из ранее указанных групп КПК (фиг. 4). Сезонный ход числа случаев появления колебаний с периодами 20 и 30 сек. на всех трех станциях в общих чертах подобен, в то время как ход колебаний с периодами 60—90 сек.



Фиг. 3

Фиг. 3. Частотный спектр КПК



Фиг. 4

Фиг. 4. Сезонный ход числа случаев появления КПК различных периодов

различен для всех трех станций и особенно четко выражен в Бороке. Например, максимальное число часов, в которые отмечено появление КПК с периодом 70 сек., на станции «Ловозеро» наблюдалось в январе 1958 г., на станции «Борок» — в августе и на станции «Петропавловск» — в ноябре 1957 г.

Интересно отметить, что колебания с периодами 20 и 30 сек. имеют противоположные тенденции сезонного хода, причем среднее число случаев появления колебаний двух групп остается постоянным, не меняясь от месяца к месяцу.

Таким образом, имеется как будто явление взаимозаменяемости колебаний с периодами в 20 и 30 сек. в течение сезонов.

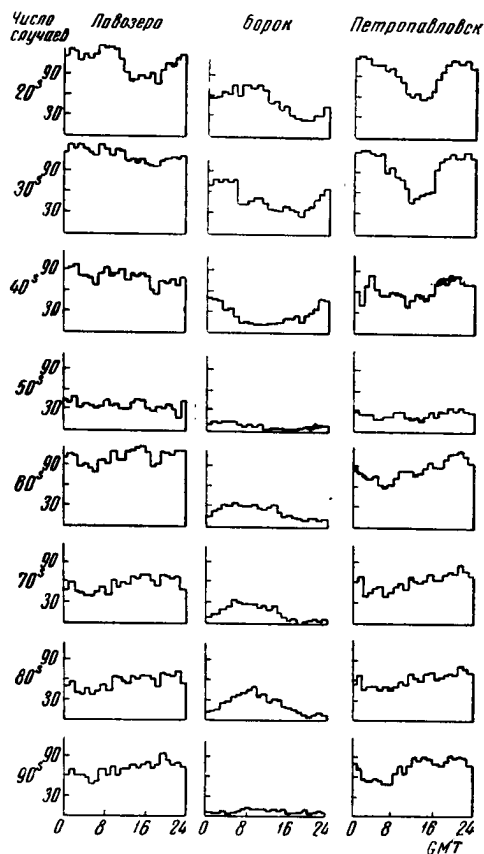
2. Суточный ход числа случаев появления и средней максимальной амплитуды КПК различных периодов подсчитывался отдельно для каждого месяца, сезона и полугодия в целом.

Суточный ход числа случаев появления различен для колебаний разных периодов — изменяется амплитуда суточного хода, сдвигается время наступления экстремумов и в некоторых случаях меняется их ко-

личество (на станции «Товозеро» колебания с периодом 40 сек., на станции «Петропавловск» колебания с периодами 2, 3 и 4 мин. обнаруживают двойную суточную волну числа случаев появления) (фиг. 5, 6).

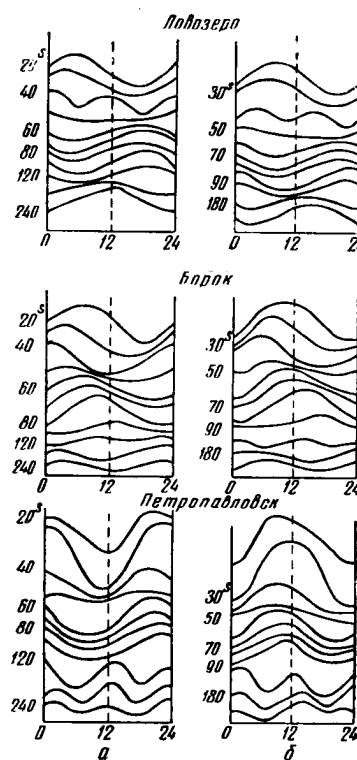
На фиг. 6 приводится сопоставление сглаженных суточных ходов числа случаев появления колебаний различных периодов по местному и мировому времени.

Для облегчения сравнения нулевые значения ординат на графиках не указаны.



Фиг. 5

Фиг. 5. Суточный ход числа случаев появления КПК различных периодов (по данным за 6 месяцев)



Фиг. 6

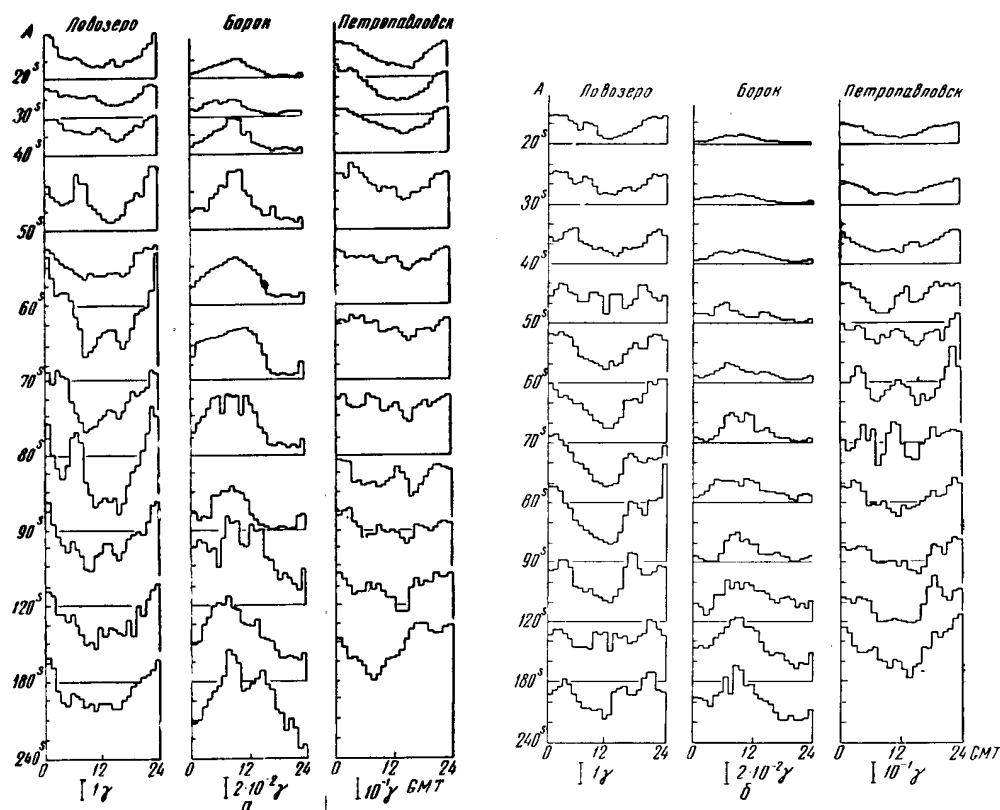
Фиг. 6. Сопоставление сглаженных суточных ходов числа случаев появления КПК различных периодов в мировом (а) и местном (б) времени

Совпадения времени наступления экстремумов у суточных ходов колебаний различных периодов не наблюдается. Возможно, при осреднении данных за полугодие картину несколько исказил различный для колебаний разных периодов небольшой сдвиг экстремумов суточного хода, наблюдающийся от месяца к месяцу. Кроме того, по материалам всего трех станций, хотя и существенно удаленных одна от другой, трудно делать уверенные выводы о мировом или местном характере протекания явления. Однако можно предполагать, что колебания с периодами 20 и 30 сек. возбуждаются на всех станциях по местному времени, а с периодом 40 сек. на среднеширотных станциях возбуждаются по мировому времени.

Это подтверждают не завершенные пока данные Г. П. Беришвили и Н. С. Хведелидзе по станции «Душети» ($42^{\circ}05'$ с. ш., $44^{\circ}42'$ в. д.).

Суточный ход числа случаев появления у колебаний с периодом 50 сек. практически отсутствует. Появление этих колебаний на всех станциях, хотя и мало по абсолютному значению занятых ими часов, почти равномерно во все часы суток. Появление колебаний с периодами 60—90 сек. контролируется, по-видимому, местным временем для станций «Борок» и «Петропавловск».

На станции «Ловозеро» эти колебания имеют в местном времени обратный суточный ход числа случаев появления по сравнению с Борком и Петропавловском.



Фиг. 7. Суточный ход средней максимальной амплитуды КHK различных периодов

а — осеннее равноденствие 1957 г.; б — зимнее солнцестояние 1957—1958 гг.

В противоположность суточному ходу числа случаев появления суточный ход средней максимальной амплитуды колебаний различных периодов аналогичен для колебаний всех периодов. Экстремумы суточных ходов наблюдаются на каждой из станций почти в одно время. Различия суточных ходов средней максимальной амплитуды колебаний различных периодов заключаются только в амплитудах суточных ходов. Экстремумы суточных ходов средней максимальной амплитуды колебаний различных периодов выражены с различной степенью четкости, но наличие суточного хода амплитуды даже для колебаний периода 50 сек. бесспорно (фиг. 7).

Суточные хода средней максимальной амплитуды для всех групп колебаний на станциях «Борок» и «Петропавловск» почти совпадают по

местному времени. Для этих среднеширотных станций максимум амплитуд приходится на предполуденные часы. Все группы КПК на станции «Ловозеро» имеют суточные хода амплитуд, отличающиеся в местном времени от суточных ходов на станциях «Борок» и «Петропавловск» сдвигом максимума на более ранние часы.

По-видимому, возбуждение КПК различных периодов связано с различными физическими процессами, что находит свое отражение в различии времени наступления экстремумов суточных ходов числа случаев появления, а также в протекании одних колебаний по мировому, а других по местному времени.

Вышеизложенное позволяет разбить спектр КПК на группы 20—30, 40 и 60—90 сек., отличающиеся различными чертами суточных ходов числа случаев появления.

В отличие от числа случаев появления амплитуда колебаний всех периодов изменяется синхронно, причем связь экстремумов суточных ходов средней максимальной амплитуды с местным временем позволяет считать, что изменение амплитуд КПК связано с лучевой радиацией Солнца.

3. Колебания с периодом от 50 до 90 сек. на станции «Борок» проявляют себя как колебания, которые обозначаются индексом P_c , несмотря на то, что имеют периоды, не свойственные P_c (согласно определению Комитета № 10 МАГА P_c должны иметь периоды от 10 до 50 сек.).

Суточный ход числа случаев появления колебаний с периодами 60—90 сек. четко выражен и аналогичен суточному ходу колебаний типа P_c , т. е. максимум числа случаев появления наблюдается в дневные часы. Отмечается необычная по сравнению с другими станциями устойчивость колебаний этих периодов. Примерная длительность устойчивого режима колебаний периода 60—90 сек. составляет около 6—8 час. Яркое проявление находит эта группа колебаний и в пульсирующих режимах — колебаниях типа биений. Из всех встречающихся на станции «Борок» биений наиболее правильны и наиболее часто встречаются биения колебаний с периодами от 60 до 90 сек. (фиг. 8).

Наблюдается очень четкая зависимость числа случаев появления колебаний с периодами 60—90 сек. от сезона: максимум падает на лето, когда колебания с периодами 60—90 сек. присутствуют в спектре почти непрерывно, тогда как в зимние месяцы эти колебания почти не встречаются.

Все перечисленные закономерности свойственны колебаниям типа P_c (за исключением периода).

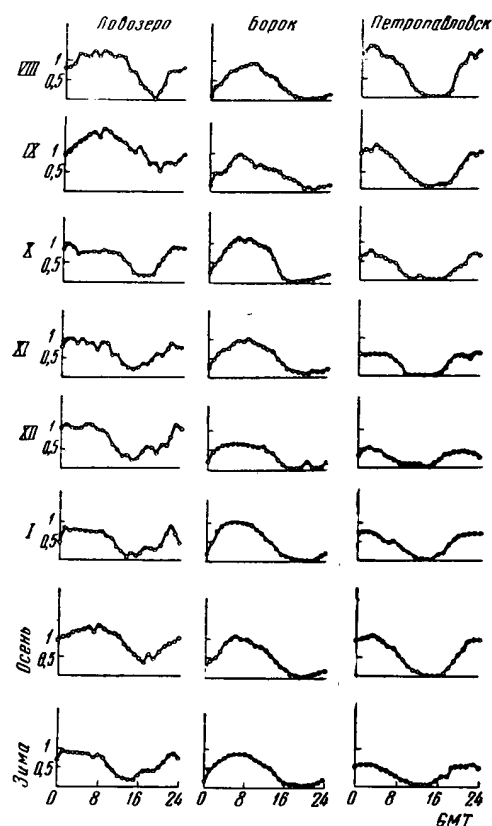
Такое поведение группы колебаний с периодами 60—90 сек. на станции «Борок» заставляет включить ее в группу колебаний типа P_c , либо выделить в особый тип КПК.

4. В связи с тем, что на станциях, имеющих различные географические координаты, амплитуды КПК весьма различны, сравнение и выяснение общих закономерностей в поведении амплитуд КПК затруднительно. Для выяснения общих амплитудных закономерностей колебаний типа P_c введено понятие «активность P_c ». Мера активности P_c выбрана подобно международным геомагнитным характеристикам активности, однако в данном случае баллами 0, 1 и 2 оценивалась амплитуда колебаний с периодами от 10 до 50 сек. во время каждого часа суток.

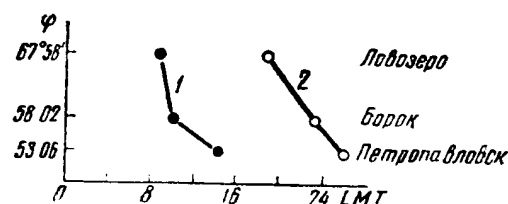
В связи с тем, что колебания типа P_c охватывают довольно широкий спектр периодов, пределы амплитуд, объединяемые каким-либо баллом активности, выбирались для каждой (указанной ранее) группы периодов отдельно, после большой предварительной статистической обработки. Так как в течение часа на записи обычно присутствуют колебания различных периодов, час суток оценивается баллом, отвечающим максимальной амплитуде той группы периодов, которая дает наибольший балл.

Сравнение активности P_c на различных станциях проводилось путем сопоставления суточных ходов среднемесячных ежечасных значений и сезонных ходов среднемесячных значений активности P_c .

Последняя имеет четкий суточный ход с ярко выраженными экстремумами на всех трех станциях (фиг. 9). Максимум активности P_c наблюдается на всех станциях в дневные часы, независимо от долготы станции, т. е. активность P_c протекает по местному времени. Кроме того, по годовым данным отмечено, что максимум активности P_c обнаруживает



Фиг. 9. Суточный ход активности P_c



Фиг. 10. Широтный сдвиг экстремумов активности P_c

1 — часы наступления максимума; 2 — часы наступления минимума

Мы попытались характеризовать индексом активности и относительно долгопериодные колебания (1—4 мин.). Однако в эту группу объединяются колебания, в различной степени искажаемые аппаратурой по амплитуде в зависимости от периода, поэтому разработка пределов амплитуд, охватываемых тем или иным баллом активности, для этих колебаний сложна. Если возможно говорить об амплитудном ходе каждого из не-

широтный сдвиг: в Ловозере он наступает в 08, в Бороке в 10 и в Петропавловске в 14 час. местного времени. Такую же тенденцию обнаруживает и минимум активности P_c (фиг. 10), что подтверждается предварительными данными по станции «Душети».

При сравнении среднесезонных значений активности P_c и относительного расположения кривых суточного хода для разных месяцев и эпох ясно обнаруживается понижение уровня активности P_c во время зимнего солнцестояния по сравнению с осенним равноденствием (табл. 1).

Сезонная изменчивость активности P_c не ограничивается повышением уровня активности P_c во время равноденствия по сравнению с солнцестоянием. Наблюдая положение экстремумов суточного хода активности P_c в разные эпохи, для каждой станции можно выявить некоторый сдвиг во времени наступления экстремумов активности P_c , который характеризуется более ранним наступлением экстремумов во время зимнего солнцестояния по сравнению с осенним равноденствием на станциях «Ловозеро» и «Петропавловск». На станции «Борок» сезонный сдвиг экстремумов не обнаружен (табл. 2). К сожалению, еще нет возможности проанализировать годовой ход активности P_c в целом, так как материал за второе полугодие МГГ находится в обработке.

риодов в отдельности, то перевод в условные единицы активности амплитуд всей группы периодов от 1 до 4 мин. в настоящее время представляется нецелесообразным.

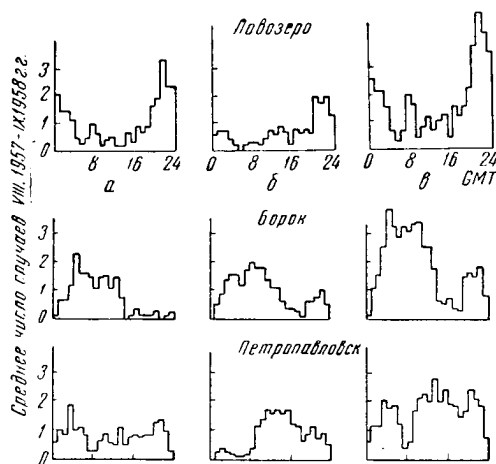
Таблица 1

Время года	Ловозеро	Борок	Петропавловск	Время года	Ловозеро	Борок	Петропавловск
Осень	0,840	0,486	0,500	Зима	0,750	0,273	0,327

Таблица 2

Время года	Ловозеро, час.		Борок, час.		Петропавловск, час.	
	максимум	минимум	максимум	минимум	максимум	минимум
Осень	11	20	10	23	15	02
Зима	07	17	10	23	13	00

5. В связи с тем, что ежечасная оценка активности P_c проводится без разделения на спокойную и возмущенную части поля, интересно проследить, как ведет себя в течение суток возмущенная часть (или «возмущения») режима и какое соотношение наблюдается между активностью P_c и возмущениями как с периодами менее 50 сек., так и с периодами более 50 сек. (фиг. 11).



Фиг. 11. Суточный ход возмущений.

а — возмущения с периодами менее 50 сек., б — то же от 50 до 90 сек.; в — то же от 10 сек. до 10 мин.

Под возмущениями подразумеваются как группы колебаний с повышенной амплитудой на устойчивом фоне и с периодом, равным периоду колебаний фона (тип P_cA , согласно определению Комитета № 10 МАГА), так и группы колебаний с повышенной амплитудой и периодом, отличающимся от периода колебаний фона. В первом случае имеет место повышение интенсивности колебаний, входящих в состав устойчивого режима, во втором — наложение на устойчивый режим новых колебаний.

Вследствие такого определения в группу возмущений с периодом менее 50 сек. попали возмущения, не соответствующие определению P_cA , которые и создают дополнительный максимум числа случаев появления в суточном ходе числа случаев возмущений на станции «Петропавловск». Аналогично на станции «Ловозеро» в группу P_cA попадают возмущения

с периодом менее 50 сек., связанные, по-видимому, с полярными сияниями и приходящиеся на ночное время. Основной максимум возмущений с периодом менее 50 сек. на станции «Ловозеро» обусловлен именно этими возмущениями. Можно предполагать, что такие возмущения трансформируются на среднеширотных станциях в колебания типа P_t .

При построении суточного хода числа случаев возмущений с периодами от 50 до 90 сек. учитывались возмущения, имеющие данный период независимо от времени появления и от периода фона. Так как для станции «Борок» колебания, обладающие таким периодом, по своим закономерностям аналогичны колебаниям типа P_c , то в суточном ходе числа случаев возмущений с периодом более 50 сек. основной максимум, приходящийся на дневные часы, создается возмущениями, подобными P_c и возникающими на фоне устойчивых колебаний с периодами от 60 до 90 сек. Таким образом, суточный ход

числа случаев подобных возмущений не является суточным ходом числа случаев появления колебаний типа P_t , так как сюда включены и возмущения данного периода, возникающие на фоне устойчивых колебаний в дневные часы.

Кроме четкого суточного хода возмущений всех периодов, можно констатировать наличие на всех станциях общего максимума суточных ходов числа случаев появления, приходящегося на 21—22 часа мирового времени. Этот максимум наиболее четко выражен в Борке и Ловозере. В последнем он по величине превышает соответствующие максимумы Борка и Петропавловска в 2—3 раза.

Максимумы числа случаев возмущений с периодами от 20 до 50 сек. на станциях «Борок» и «Петропавловск», приходящиеся на дневные часы, протекают по местному времени соответственно в 10 и 15 час.

При сопоставлении суточного хода активности P_c и суточного хода числа случаев появления возмущений с периодами менее 50 сек. (фиг. 12) наблюдается полная аналогия для станций «Борок» и «Петропавловск»: максимум

числа случаев появления возмущений с периодами менее 50 сек. совпадает во времени с максимумом активности P_c . Для станции «Ловозеро» это соответствие нарушено из-за присутствия упомянутой ранее группы возмущений, сопровождающих полярные сияния и создающих ночной максимум числа случаев появления возмущений с периодами менее 50 сек.

6. Исходя из вышеизложенного, возможно сделать следующие выводы.

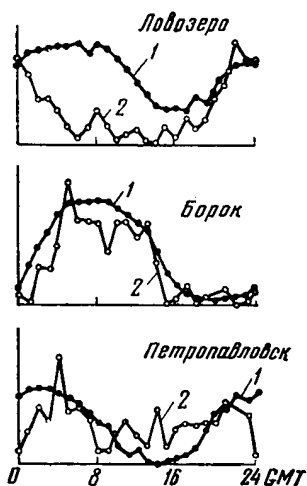
1. Спектр КПК в диапазоне от 10 до 90 сек. дискретен — появление колебаний различных периодов неравновероятно.

2. По суточному ходу числа случаев появления КПК различных периодов спектр подразделяется на группы 20—30, 60—90 сек., контролируемые местным временем, и группу 40 сек., контролируемую мировым временем.

3. Суточный ход средней максимальной амплитуды КПК различных периодов подчиняется общей закономерности и контролируется местным временем.

4. Группа колебаний с периодами от 60 до 90 сек. на станции «Борок» по своим закономерностям подобна колебаниям типа P_c .

5. Активность P_c , оцененная по трехбалльной шкале, позволяет сравнить закономерности в поведении КПК типа P_c , имеющих существ-



Фиг. 12. Сопоставление суточных ходов активности P_c (1) и числа случаев появления возмущений с периодами менее 50 сек. (2)

венно различные амплитуды на разных станциях. Активность P_c обладает ярко выраженным суточным ходом с околополуденным максимумом, протекает по местному времени, имеет сезонный ход и обнаруживает тенденцию к широтному сдвигу (т. е. максимум активности P_c наступает раньше на более высокоширотных станциях).

6. Возмущения с периодом менее 50 сек. следует подразделить на собственно P_cA и возмущения того же периода, возникающие в отсутствие устойчивых колебаний данного периода (последние особенно характерны для полярных станций).

Авторы приносят искреннюю благодарность руководителю работы Г. Н. Петровой и сотрудникам, принимавшим большое участие в обработке материалов: Г. М. Солодовникову, К. Я. Сергеевой, Л. В. Копелевой, Л. В. Пестрецову, В. В. Сперантову, Л. А. Набатниковой, Р. С. Рыбак, а также всем сотрудникам геофизических станций, проделавшим наблюдательные работы.

Академия наук СССР
Институт физики Земли

Поступила
6.VIII. 1959

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

В. В. ШУЛЕЙКИН

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЗОНАНС В ПОТОКАХ
ЛЕТНЕГО МУССОНА

Исследовано поведение летних муссонных потоков у африканского побережья Атлантического океана. Показано, что суточный ход градиента давления здесь порождает вынужденные колебания скоростей ветра, которые попадают в резонанс на широте 30° : циклическая частота так называемых инерциальных колебаний воздушных масс становится равной угловой скорости вращения Земли.

Упрощенная схема муссонного поля позволила составить и проинтегрировать уравнения движения с учетом вязкости воздуха, найти приблизительное значение коэффициента динамической восприимчивости колебательной системы. Построены резонансные кривые.

Результаты хорошо совпадают с климатологическими картами изобар и скоростей ветра в исследованном районе Атлантического океана: действительные скорости ветра всюду превышают те значения, которые соответствуют расстояниям между изобарами. Исследованный эффект лежит в основе возникновения известных летних северо-восточных штормов на Черном и Азовском морях, наблюдаемая продолжительность которых вполне соответствует принятой теоретической схеме.

Во время плавания экспедиционного судна «Седов» у западных берегов Африки наблюдался четко выраженный суточный ход скорости ветра.

После ночного, иногда полного штиля, утром постепенно нарастала скорость ветра; после полудня она проходила через максимум и к ночи падала, иногда до нуля.

Ход явлений весьма близко напоминал поведение хорошо известного северо-восточного шторма у крымских берегов Черного моря и на Азовском море, тщательно изученного в работе Е. И. Потаповой [1]. Он наблюдается обычно в разгар лета, при совершенно безоблачном небе и иногда достигает скоростей выше 25 м/сек . Бывали случаи, когда во время такого северо-восточного летнего шторма судам запрещалось входить в порт.

Как показано в [1], возникновение больших скоростей ветра в послеполуденное время и падение его к вечеру, при штиле ночью, вызывается большими контрастами в прогреве воздуха над сушей и морем, обостряющимися при достижении максимума температуры воздуха над сушей. Масштабы явления совсем не соответствуют обычному представлению о бризах, обладающих сравнительно малыми скоростями и охватывающих весьма ограниченное протяжение как по вертикали, так и по горизонтали: в работе [1] и в статье А. С. Зверева [2] приведены данные о вертикальной структуре потока во время таких штормов — данные, которые позволяют считать, что процесс охватывает весь слой летнего муссона.

Совершенно очевидно, что в субтропическом и тропическом поясе на побережье Африки колебания температуры воздуха в продолжение суток должны быть особо велики, и в Лодии содержится упоминание о том, что, например, близ Порт-Этьена температура воздуха днем может на 10° превышать температуру воздуха ночью [3]. В той же Лодии говорится,

что на западном побережье Африки очень резко выражены бризы. Постараемся показать, что в действительности это — резкое проявление суточного хода летнего муссона.

Основные уравнения

Для схематизированного анализа, доступного в настоящее время, представим себе большой материк, береговая линия которого очерчена окружностью. Поместим на ней начало координат, направим ось X по нормали внутрь материка, ось Y — по касательной влево от нее. Обозначим через u составляющую скорости ветра, нормальную к береговой черте; v — тангенциальную составляющую. Над берегом будет отсутствовать вертикальная составляющая скорости, по оси z . Положительным направлением z считаем направление вверх.

Пусть δ обозначает плотность воздуха; μ — его коэффициент внутреннего трения (турбулентного). Если градиент Γ атмосферного давления, направленный внутрь материка по оси X , колеблется благодаря колебаниям температуры в продолжение суток, то должны колебаться и составляющие u , v скорости муссона, согласно уравнениям Навье — Стокса, которые здесь записываются в простой форме:

$$\frac{\delta}{\mu} \frac{\partial u}{\partial t} = 2a^2 v + \frac{\Gamma}{\mu} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\delta}{\mu} \frac{\partial v}{\partial t} = -2a^2 u + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}. \quad (2)$$

Для сокращения введено обычное обозначение:

$$a^2 = \frac{\delta}{\mu} \bar{\omega}, \quad (3)$$

где $\bar{\omega} = \omega \sin \varphi$; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места.

В отличие от задачи, решенной нами [4,5] применительно к годовому циклу муссонных потоков, инерционные члены, стоящие в левых частях равенств, приобретают сейчас весьма важное значение, заставляя по-иному оценивать роль всех членов уравнений (1), (2).

Ориентировочная оценка показывает, что сейчас наименьшей величины достигают последние члены в правых частях уравнений: они примерно в 23 раза меньше, чем член правой части (1), содержащий градиент давления Γ ; примерно в 15 раз меньше, чем инерционные члены в левых частях уравнений, и примерно в 10 раз меньше, чем члены, учитывающие кориолисовы силы (первые в правых частях равенств). В связи с этим при предварительном исследовании явлений в уравнениях (1), (2) пренебрежем последними членами в правых частях — силами внутреннего турбулентного трения в воздушной среде, по сравнению с остальными силами.

Умножим все члены уравнения (1) на μ/δ и продифференцируем их по времени, после чего подставим в полученное уравнение выражение dv/dt из (2). Тогда:

$$\frac{d^2 u}{dt^2} + 4 \left(\frac{\mu}{\delta} \right)^2 a^4 u = \frac{1}{\delta} \frac{d\Gamma}{dt},$$

или на основании (3):

$$\frac{d^2 u}{dt^2} + 4\bar{\omega}^2 u = \frac{1}{\delta} \frac{d\Gamma}{dt}. \quad (4)$$

Таким же путем, после дифференцирования (2) по времени и после подстановки выражения du/dt из (4), найдем:

$$\frac{d^2v}{dt^2} + 4\bar{\omega}^2 v = -2 \frac{\bar{\omega}}{\delta} \Gamma. \quad (5)$$

Производная $d\Gamma/dt$ в (4) и сама функция Γ в (5) колеблются с суточным периодом. Следовательно, составляющие u и v скорости муссона связаны со временем посредством типичных уравнений вынужденных колебаний — (4) и (5).

Если бы в этих уравнениях обратились в нуль правые части, то они описывали бы собственные колебания инерционной системы. Как всегда, квадрат собственной циклической частоты тут должен равняться множителю при самой функции в левой части уравнений. Следовательно, в данном случае циклическая частота свободных колебаний системы должна равняться $2\bar{\omega} = 2\omega \sin \varphi$.

На широте $\varphi = 30^\circ$ $\sin \varphi = 0,5$ и потому циклическая частота $2\bar{\omega}$ собственных колебаний системы становится равной циклической частоте ω колебаний возмущающих сил — в правых частях (4), (5) (угловой скорости вращения Земли). Значит при этом система муссонных потоков попадает в резонанс с возмущающими силами.

Построение резонансных кривых

В настоящее время ни одна гидродинамическая задача, относящаяся к муссонному полю, не может быть решена точно ввиду чрезвычайно сложных условий на верхней границе и наличия зависимости антимуссонных потоков от режима вышележащих слоев воздуха (включая стратосферу). Однако приближенное решение некоторых задач удалось выполнить, исходя из очень простой рабочей схемы, в которой потоки антимуссона ограничены слоем от высоты D до высоты $2D$ над подстилающей поверхностью.

В свою очередь толщина D слоя трения, как всегда, выражается через μ , δ и $\bar{\omega}$, входящие в уравнения (1) — (3):

$$D = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\delta \bar{\omega}}} = \frac{\pi}{a}. \quad (6)$$

Величина a входила в выражение (3). Применив такую упрощенную схему, в свое время мы описали механизм сезонного перемещения избыточных масс воздуха с океана на материи (к зиме) и в обратном направлении (к лету). Удалось связать с этим переносом движение мгновенной оси вращения Земли в теле планеты вокруг осредненного ее положения — географической оси [4, 5].

Сейчас снова положим, что над береговой линией возникли собственно-муссонные потоки, скорость которых обращается в нуль на высоте D , и что выше скорость антимуссона сначала нарастает, а затем падает до нуля на высоте $2D$. Как и в работах [4, 5], будем считать, что градиент давления направлен по нормали к береговой линии и меняется с высотой по линейному закону, проходя через нуль на высоте D . В новой задаче циклическая частота колебаний градиента давления Γ во времени равна угловой скорости вращения Земли вокруг оси. Таким образом, для градиента давления на какой-то высоте z над подстилающей поверхностью запишем:

$$\Gamma = \Gamma_0 \left(1 - \frac{z}{D}\right) (1 - \cos \omega t). \quad (7)$$

На основании (1)–(3) и (7) уравнения движения вязкой среды приобретут форму:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{\mu}{\delta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - 2\bar{\omega}v = \frac{\Gamma_0}{\delta} \left(1 - \frac{z}{D}\right) (1 - \cos \omega t), \quad (8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - \frac{\mu}{\delta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + 2\bar{\omega}u = 0. \quad (9)$$

Экман и Фредгольм [6] исследовали более простые явления — развитие дрейфового течения при возникновении постоянного ветра и развитие градиентного течения в море, при возникновении градиента, постоянного во времени и на различных глубинах. Они получили довольно сложные выражения для составляющих скоростей течений. Важно отметить, что затухание собственных колебаний (так называемых инерциальных) получилось не зависящим непосредственно от μ — в выражениях скоростей ветра на поверхности моря и на глубинах, если только глубины измерялись в относительных единицах, — сравнивались с глубиной трения D . Это произошло потому, что в уравнениях типа (8), (9) на μ умножается вторая производная от скорости по z , пропорциональная a^2 , т. е. обратно пропорциональная μ . В результате в цитированной работе коэффициент затухания оказался просто зависящим только от $\bar{\omega}$.

В нашей задаче должны возникать осложнения благодаря колебаниям градиента давления во времени и непостоянству его на различных высотах над подстилающей поверхностью. Но эти осложнения компенсируются тем, что нам приходится исследовать явления только на конечном отрезке вертикали: от $z = 0$ до $2D$.

Для удобства преобразуем (8) и (9) таким образом, чтобы в них входили только безразмерные аргументы и функции. Прежде всего умножим обе части каждого из уравнений на $\pi/\bar{\omega}$ и перейдем от времени t к безразмерному времени τ , положив:

$$\frac{\omega t}{\pi} = \tau. \quad (10)$$

Уравнения (8), (9) приобретут промежуточную форму:

$$\frac{\partial u}{\partial \tau} - \pi \frac{\mu}{\bar{\omega}\delta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - 2\pi v = \pi \frac{\Gamma_0}{\bar{\omega}\delta} \left(1 - \frac{z}{D}\right) (1 - \cos \omega t),$$

$$\frac{\partial v}{\partial \tau} - \pi \frac{\mu}{\bar{\omega}\delta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + 2\pi u = 0.$$

Но множитель, появившийся перед вторыми членами уравнений, на основании (6), равен D^2/π ; D^2 автоматически пропадет, если мы заменим вторые производные по z вторыми производными по безразмерной координате ζ , причем $\zeta = z/D$. Та же величина ζ войдет в двучлен, имеющийся в правой части первого преобразованного уравнения. Для краткости примем $\sin \varphi = \gamma$. Тогда в правой части окажется:

$$\omega t = \pi \frac{\omega}{\bar{\omega}} \frac{\bar{\omega} t}{\pi},$$

или

$$\omega t = \frac{\pi}{\gamma} \tau.$$

Как известно, скорость геострофического ветра V_g , возникающего при градиенте давления Γ_0 , выражается следующим образом:

$$V_g = \frac{\Gamma_0}{2\bar{\omega}\delta}. \quad (11)$$

Для перехода к безразмерным скоростям отметим, что выражение удвоенной скорости геострофического ветра входит в правую часть

преобразованного уравнения. Разделим обе части каждого из двух уравнений на V_g и в дальнейшем будем исследовать функции:

$$\frac{u}{V_g} = x; \quad \frac{v}{V_g} = y. \quad (12)$$

Тогда вместо уравнений (8), (9) можно записать с учетом всех промежуточных соотношений:

$$\frac{\partial x}{\partial \tau} - \frac{1}{\pi} \frac{\partial^2 x}{\partial \zeta^2} - 2\pi y = 2\pi(1 - \zeta) \left(1 - \cos \frac{\pi}{\gamma} \tau\right), \quad (13)$$

$$\frac{\partial y}{\partial \tau} - \frac{1}{\pi} \frac{\partial^2 y}{\partial \zeta^2} + 2\pi x = 0. \quad (14)$$

В новых обозначениях собственно муссонный слой занимает высоту от $\zeta = 0$ до 1, а схематизированный антимуссонный слой — высоту от $\zeta = 1$ до 2. Условия на границах: при $\zeta = 0$ и $\zeta = 2$, $x = y = 0$. Выражение (7) было записано применительно к естественному выбору начала отсчета времени: от момента, когда ночью в простейшем случае градиент давления проходит через нуль. Это — момент несколько позже полуночи. От него отсчитывается теперь безразмерное время τ .

Существующие граничные условия позволяют искать интегралы уравнений (13), (14) в форме бесконечных рядов, в которых каждый член представляет собой произведение функций одной лишь высоты на функцию одного лишь времени:

$$x = \sum_{n=1}^{n=\infty} \sin \frac{\pi n}{l} \zeta \cdot x_n(\tau), \quad (15)$$

$$y = \sum_{n=1}^{n=\infty} \sin \frac{\pi n}{l} \zeta \cdot y_n(\tau). \quad (16)$$

В связи с этим разложим в ряд Фурье (тоже по синусам) функцию высоты, которая входит в правую часть (13):

$$1 - \zeta = \sum_{n=1}^{n=\infty} b_n \sin \frac{\pi n}{l} \zeta. \quad (17)$$

В нашей задаче следует положить в (15) — (17) $l = 2$ применительно к границам явления. Коэффициенты Фурье b_n в (17) выражаются известным соотношением:

$$\begin{aligned} b_n &= \frac{l}{2} \int_0^l F(\zeta) \sin \frac{\pi n}{l} \zeta d\zeta = \int_0^2 (1 - \zeta) \sin \frac{\pi n}{2} \zeta d\zeta = \\ &= \frac{2}{n\pi} \left| \cos \frac{n\pi}{2} \zeta \right|_{\zeta=1}^{\zeta=2} + \frac{4}{n\pi} \cos n\pi. \end{aligned} \quad (18)$$

Все нечетные коэффициенты равны нулю. Следовательно, нумерацию их удобней вести по значениям $k = n/2$. Тот же номер k появляется в аргументах синусов благодаря тому, что $l = 2$ и значит $n/l = n/2 = k$.

Итак, общее выражение k -го коэффициента Фурье будет $b_k = 2/k\pi$ и вместо (17) запишется:

$$1 - \zeta = \sum_{k=1}^{k=\infty} \frac{2}{k\pi} \sin k\pi \zeta. \quad (19)$$

Подставим в (13), (14) выражения x и y из (15), (16), заменив в них нумерацию и положив $n/l = k$. В правую часть (13) подставим выраже-

ние $(1 - \zeta)$ из (19). Тогда возникнет система из бесконечного числа простых дифференциальных уравнений. В каждом из них все члены сокращаются на общий множитель — синус соответствующего аргумента, — после чего в общем виде получается:

$$\dot{x}_k + k^2 \pi x_k - 2\pi y_k = \frac{4}{k} \left(1 - \cos \frac{\pi}{\gamma} \tau \right), \quad (20)$$

$$\dot{y}_k + k^2 \pi y_k + 2\pi x_k = 0. \quad (21)$$

Существующие распределения скоростей муссона по вертикали в природных условиях таковы, что вполне репрезентативным является ветер на высоте $z = D/2$, или, что то же самое, $\zeta = 1/2$. Из формул (15), (16) видно, что на этой высоте обращаются в нуль все члены ряда, которым соответствуют четные значения $k = n/l$. В частности, обращаются в нуль x_2 и y_2 . При нечетных значениях этого номера k множители при x_k и y_k равняются единице. Но контрольные вычисления показывают, что третьи члены ряда малы по сравнению с первыми. Поэтому для принципиального исследования явления резонанса оказывается достаточным проанализировать резонансные кривые для первых членов в рядах, которыми выражаются составляющие потоков, применительно к номеру $k = 1$.

Строение правой части (20) позволяет разбить анализ на две стадии: 1) найти результат воздействия колебаний по закону косинуса, 2) определить статическое отклонение системы.

Вначале запишем:

$$\dot{x} + \pi x - 2\pi y = -4 \cos \nu \tau, \quad (22)$$

$$\dot{y} + \pi y + 2\pi x = 0, \quad (23)$$

где для краткости принято $\nu = \pi/\gamma$. Интегралы уравнений (22), (23) будем искать в форме

$$x = A \cos \nu \tau + B \sin \nu \tau, \quad (24)$$

$$y = C \sin \nu \tau + D \cos \nu \tau. \quad (25)$$

Подстановка выражений (24), (25) в (22), (23) приведет к четырем условиям, которые должны соблюдаться в произвольный момент времени: суммы всех членов, содержащих $\cos \nu \tau$, и суммы всех членов, содержащих $\sin \nu \tau$, обязаны равняться нулю. Определитель системы этих четырех уравнений с неизвестными A, B, C, D составляется так:

$$\Delta = \begin{vmatrix} -\nu & \pi & -2\pi & 0 \\ \pi & \nu & 0 & -2\pi \\ 2\pi & 0 & \nu & \pi \\ 0 & 2\pi & \pi & -\nu \end{vmatrix} = 25\pi^4 - 6\pi^2\nu^2 + \nu^4. \quad (26)$$

Это — общий знаменатель для выражений A, B, C, D . Числители этих выражений представятся в виде:

$$\Delta_a = -4\pi\nu^2 - 20\pi^3, \quad (27)$$

$$\Delta_b = -4\nu^3 + 12\pi^2\nu, \quad (28)$$

$$\Delta_c = 16\pi^2\nu, \quad (29)$$

$$\Delta_d = -8\pi\nu^2 + 40\pi^3. \quad (30)$$

Записав выражения неизвестных, на основании (26) — (30) примем во внимание, что, согласно нашему обозначению, $\pi/\nu = \sin \varphi$. Тогда

окажется, что

$$A = -\frac{4}{\pi} \frac{\sin^2 \varphi + 5 \sin^4 \varphi}{25 \sin^4 \varphi - 6 \sin^2 \varphi + 1}, \quad (31)$$

$$B = -\frac{4}{\pi} \frac{\sin \varphi - 3 \sin^3 \varphi}{25 \sin^4 \varphi - 6 \sin^2 \varphi + 1}, \quad (32)$$

$$C = \frac{4}{\pi} \frac{4 \sin^3 \varphi}{25 \sin^4 \varphi - 6 \sin^2 \varphi + 1}, \quad (33)$$

$$D = -\frac{4}{\pi} \frac{2 \sin^2 \varphi - 10 \sin^4 \varphi}{25 \sin^4 \varphi - 6 \sin^2 \varphi + 1}. \quad (34)$$

Амплитуды колебаний нормальной и тангенциальной составляющих выразятся через эти коэффициенты:

$$X = \sqrt{A^2 + B^2}, \quad (35)$$

$$Y = \sqrt{C^2 + D^2}. \quad (36)$$

Чтобы наглядней представить изменения X и Y в зависимости от широты φ , при построении диаграммы примем за единицу значение X_{90} на широте $\varphi = 90^\circ$. Тогда получим две кривые, изображенные на фиг. 1. Кривая 1 выражает изменения величины X/X_{90} , а кривая 2 — изменения величины Y/X_{90} .

Как видим, на широте 30° возникает резонанс, наиболее четко выраженный у нормальной составляющей скоростей. Вязкость воздушной среды свела амплитуды при резонансе к сравнительно умеренным значениям. Отметим, что в высоких широтах величина тангенциальной составляющей медленно падает и всюду превышает величину нормальной составляющей. Наоборот, в низких широтах тангенциальная составляющая падает особенно быстро и всюду ее превышает нормальная составляющая.

Остается найти так называемое статическое отклонение системы, вспомнив первый член в скобках правой части уравнения (20). По-прежнему ограничимся значением $k = 1$ в этом уравнении и будем искать в комплексной форме геометрическую сумму $x_{ст}$ и $y_{ст}$. Она определится из системы двух совместных уравнений:

$$\dot{x} + \pi x - 2\pi y = 4, \quad (37)$$

$$\dot{y} + \pi y + 2\pi x = 0. \quad (38)$$

Фиг. 1. Резонансные кривые для нормальной и тангенциальной составляющих

Умножим второе уравнение на мнимую единицу i и сложим с первым. Тогда, обозначив комплекс $x_{ст} + iy_{ст}$ буквой f , получим уравнение:

$$\dot{f} + \pi f - i2\pi f = 4. \quad (39)$$

По условию статики $f = \text{const}$. Следовательно, $\dot{f} = 0$ и поэтому:

$$f = \frac{4}{\pi} \frac{1}{1 - i2} = \frac{4}{5\pi} (1 + i2)$$

Отсюда определяются статические значения $x_{ст}$ и $y_{ст}$:

$$x_{ст} = \frac{4}{5\pi} = 0,255, \quad (40)$$

$$y_{ст} = \frac{8}{5\pi} = 0,510, \quad (41)$$

а также модуль вектора f :

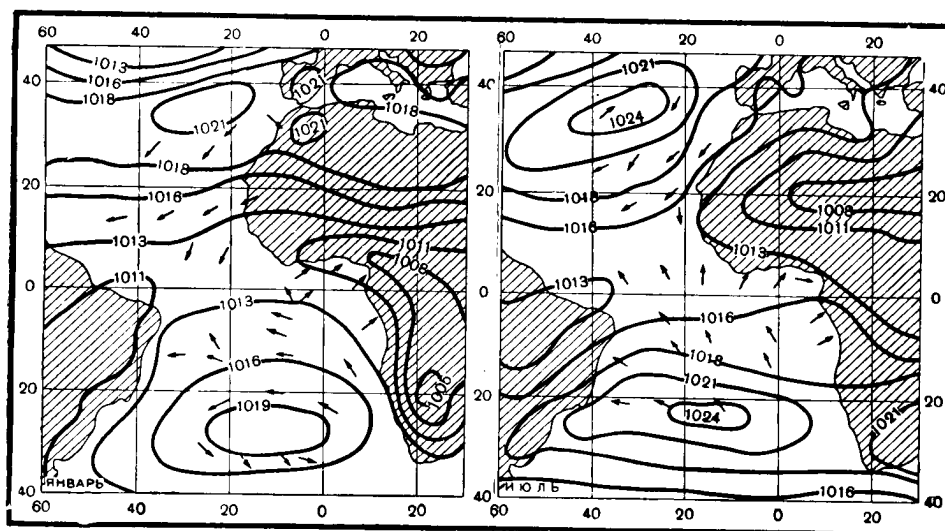
$$|f| = 0,57. \quad (42)$$

Учтя полученные статические значения, а также абсолютные величины амплитуд колебаний при резонансе (на широте 30°), определим так называемую динамическую восприимчивость колебательной системы при резонансе:

$$\Lambda = \frac{\sqrt{(0,255 + 0,69)^2 + (0,51 + 0,62)^2}}{0,57} = 2,6. \quad (43)$$

Сопоставление теоретической схемы с результатами измерений в природных условиях

На фиг. 2 воспроизведены климатологические карты изобар над Атлантическим океаном и над Африкой для июля и января [3]. Они показывают, как четко выражено летнее муссонное поле в охваченной

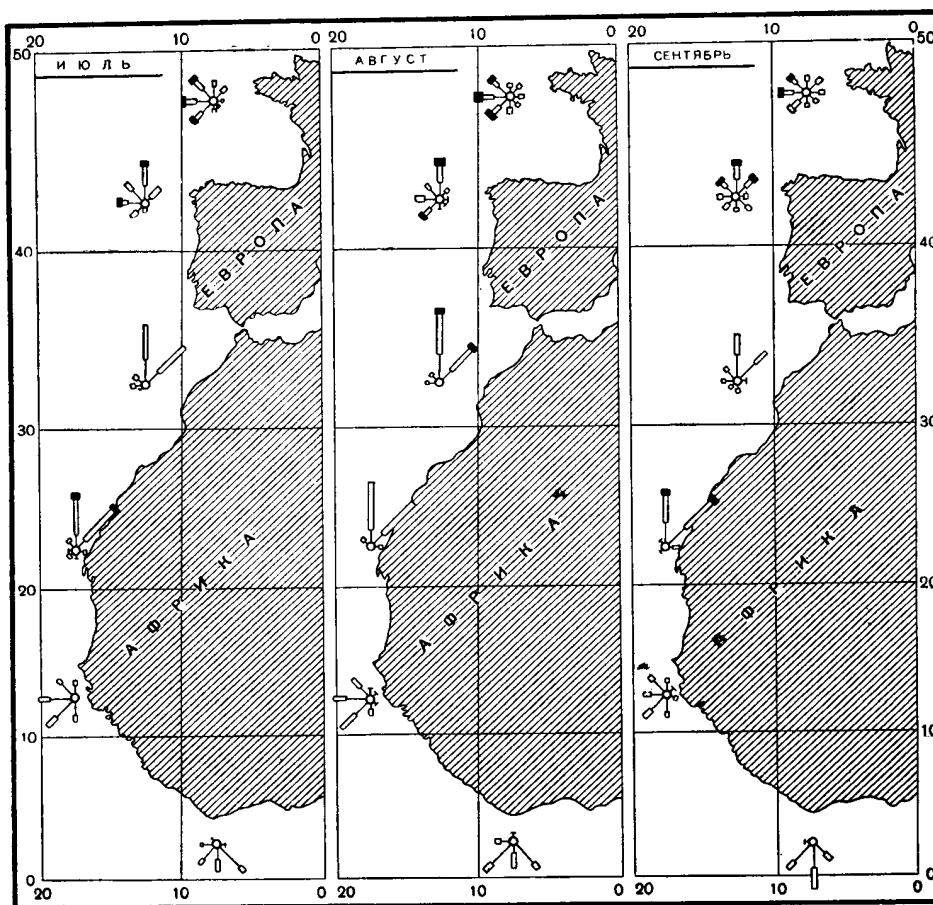


Фиг. 2. Климатологические карты изобар для июля и января

части северного полушария и как мало зимний муссон изменяет барическое поле пассатной циркуляции. Сосредоточим внимание на том участке Атлантического океана, который лежит в квадрате между параллелями $20-30^\circ$ с. ш. и меридианами $10-20^\circ$ з. д. На июльской карте ближе всего сходятся изобары 1016 и 1018 мб, но даже здесь скорость геострофического ветра, вычисленная по таким изобарам, не превышает $4-5$ м/сек. Между тем в действительности скорости ветра на этом участке океана оказываются значительно большими.

На фиг. 3 даны выкопировки с трех гидрометеорологических карт северной части Атлантического океана [7] для июля, августа и сентября. Тонкие линии соответствуют скоростям до 3 баллов включительно; двой-

ные линии — скоростям от 4 до 6 баллов включительно; отрезки затухающие — скоростям выше 7 баллов. Длина отрезков характеризует повторяемость соответствующих скоростей и направлений ветра в таком масштабе, что, например, в рассматриваемом квадрате океана повторяемость ветра от 4 до 6 баллов, в каждом из двух отмеченных направлений соответственно равна 31 и 34%.



Фиг. 3. Карта повторяемости ветра в океане

Учтя приведенные материалы, мы получили для этого квадрата в июле среднюю скорость около 9 м/сек, т. е. удвоенную скорость геострофического ветра, вычисленного по климатологическим изобарам (фиг. 2). Есть все основания полагать, что коэффициент динамической восприимчивости колебательной системы Λ , вычисленный в предыдущем разделе, может превышать теоретическое значение 2,6. В этом можно убедиться, сопоставляя карту фиг. 2 для июля и условные обозначения скоростей ветра на карте фиг. 3 в различных частях исследуемого района.

Карты фиг. 3 показывают, что в согласии с теоретической схемой наблюдается преобладание тангенциальной составляющей ветра над нормальной — к северу от тропика Рака и преобладание нормальной составляющей над тангенциальной — южнее тропика.

В столь же хорошем соответствии с теоретической схемой исследуемый эффект виден на широтах выше 40° — у берегов Португалии. Несомненно, что именно этот эффект вызывает на Азовском море и у крым-

ских берегов Черного моря летние северо-восточные штормы, исследованные в работе [1]: там скорости ветра, иногда достигающие 25—30 м/сек, тоже значительно превышают скорость, вычисленную применительно к геострофическому ветру. Дополнительным доказательством мощности исследуемого явления служит постоянное сгонное Канарское течение, которое и в глубину и в ширину охватывает значительные массы вод у берегов Африки.

Биения близ резонанса и продолжительность штормов

До сих пор мы исследовали лишь вынужденные колебания системы. В природных условиях на них могут налагаться собственные колебания системы, которые, вообще говоря, довольно скоро затухают. Интерференция между вынужденными и собственными колебаниями, как известно, приводит к возникновению биений: амплитуды колебаний периодически изменяются между максимальными — в пучностях — и минимальными — в узлах.

Расстояние между соседними узлами N , выраженное в сутках, должно быть таким:

$$N = \frac{\omega}{\omega - 2\omega} = \frac{1}{1 - 2 \sin \varphi}. \quad (44)$$

В таблице приведены результаты вычислений по (44). Из таблицы видно, сколько суток должен длиться шторм между днями штиля на соответствующей широте.

φ°	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55
N , сутки	1,5	2,4	3,2	4,6	∞	6,9	3,5	2,4	2,1	1,2

Интересно, что вблизи широты 30° мощные колебания в муссонных потоках могут быть весьма продолжительными, вызывая здесь, у берегов Африки, сильный ветер, который направлен примерно вдоль береговой черты. Надолго может затягиваться и штиль, в чем мы убедились на «Седове». Столь же интересно, что в условиях Черного моря в широтной зоне от 40 до 45° данные нашей схемы — продолжительность штормов около 3 суток — находятся в отличном соответствии с многочисленными наблюдениями [1]. Приобретает физический смысл широко известная местная примета погоды у черноморских и азовских моряков: «если летний северо-восточный шторм не стих к концу третьего дня, то он продлится еще три дня; если не стих и тогда, то затянется еще на 3 дня». Совершенно очевидно, что народная мудрость уловила здесь изменения штормового ветра между узлами биений: посторонние влияния легче всего могут прекратить колебания системы именно в этих узлах, когда система обладает наименьшей энергией.

Выводы

1. Циклическая частота так называемых инерциальных колебаний воздушных масс, зависящая от синуса широты, становится равной частоте колебаний возмущающих сил на широте 30° .

2. Благодаря резонансу, обеспечиваются мощные суточные колебания потоков летнего муссона у Африканских берегов Атлантического океана.

3. Сопоставление климатологических карт — изобар для июля и скоростей ветра в исследуемых районах — подтверждает основные выводы

теории и позволяет судить о действительных значениях динамической восприимчивости колебательной системы.

4. В соответствии с теоретической схемой в северной части исследуемого района атлантического побережья преобладает тангенциальная составляющая потоков, в южной части — нормальная составляющая потоков.

5. При удалении на север от параллели 30° тангенциальная составляющая уменьшается медленно. Поэтому следует считать, что все сильные ветры с суточным ходом, наблюдаемые у Атлантического побережья Африки и частично Европы (Португалия), представляют собой колеблющиеся муссонные потоки, хотя во всех логиях говорится лишь о «сильно выраженных бризах». Название «бриз» надо сохранить только за слабо выраженными ветрами, простирающимися вверх и по горизонтальному направлению на очень небольшие расстояния.

6. Надо полагать, что исследованное явление лежит в основе зарождения хорошо известных черноморских и азовских летних северо-восточных штормов, исследованных в работе [1].

7. Аналогичные явления должны протекать и в Южном полушарии, в особенности близ мысов Доброй Надежды и Игольного.

8. Интерференция вынужденных колебаний муссонных потоков с собственными колебаниями системы вызывает биения — периодические изменения амплитуд колебаний. Наша схема удовлетворительно объясняет затяжные колебания и затяжные штормы в поясе около 30° сев. широты. Она объясняет и короткие сроки летних северо-восточных штормов на Черном и Азовском морях: между двумя последовательными узлами биений.

9. Исследуемое явление должно решающим образом сказываться на течениях у берегов Африки, как в Атлантическом, так и в Индийском океанах. В частности, это относится к Канарскому течению — явно сгонному, поднимающему на поверхность океана холодные глубинные воды, а также к Бенгельскому и к течению мыса Игольного в Южном полушарии.

Приношу благодарность А. Н. Тихонову за ценные советы по математическим вопросам.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила
7.III 1960

ЛИТЕРАТУРА

1. П о т а п о в а Е. П. Летние северо-восточные штормы на Черном и Азовском морях. Тр. Морского гидрофиз. ин-та АН СССР, 12, 1958.
2. Т в е р с к о й П. Н. (ред.) Курс метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1951.
3. Л о ц и я северной части Атлантического океана, вып. 1, ч. 1, Л., 1956.
4. Ш у л е й к и н В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, 1953.
5. Ш у л е й к и н В. В. Краткий курс физики моря. Гидрометеиздат, Л., 1959.
6. E k m a n V. W. On the influence of the earth rotation on ocean currents. Ark. Mat., Astr., Fys., 2, 1905.
7. Гидрометеорологические карты северной части Атлантического океана, Л., 1956.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

К. С. ШИФРИН, А. Я. ПЕРЕЛЬМАН

КИНЕТИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОБЛАКОВ

Рассматривается система дифференциальных уравнений перегонки водяного пара от переохлажденных одинаковых капель воды к частицам льда. Полное решение выражается через специальную функцию, зависящую от двух параметров, которая затабулирована для широкого диапазона значений параметров. Дано качественное исследование поведения решения. На конкретном примере показано применение предлагаемой очень простой методики расчета кинетики перегонки. Оценена область применимости предложенной ранее приближенной методики расчета в квазистационарном случае.

В средних и северных широтах, где осадки, как правило, возникают из облаков смешанного строения, существенное значение имеет процесс перегонки водяного пара от переохлажденных капель воды к ледяным частицам. Процесс перегонки можно рассматривать как три одновременно идущих процесса: испарение переохлажденных капель воды (радиус капели $a_1(t)$, объемная концентрация n_1); рост ледяных кристаллов (радиус кристаллов, которые мы считаем сферами, $a_2(t)$, их объемная концентрация n_2); изменение плотности водяного пара $c(t)$ от значения c_1 (насыщение над водой) до c_2 (насыщение над льдом):

$$c_2 \leq c(t) \leq c_1. \quad (1)$$

Теория явления была опубликована в [1]. Существенно, что в отличие от элементарных расчетов, при которых рассматривался рост одной ледяной частицы, помещенной в облако капель воды, в [1] была построена теория перекачки при конечной концентрации ледяных ядер ν :

$$\nu = \frac{n_2}{n_1}. \quad (2)$$

Элементарная схема роста одной ледяной частицы в облаке переохлажденных капель получается путем предельного перехода к $\nu = 0$. Процесс перегонки в случае монодисперсной системы капель описывается следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\frac{dc}{dt} - 4\pi a_1 n_1 D (c_1 - c) - 4\pi a_2 n_2 D (c_2 - c) = 0, \quad (3)$$

$$\sigma_1 a_1 \frac{da_1}{dt} = D (c - c_1), \quad (4)$$

$$\sigma_2 a_2 \frac{da_2}{dt} = D (c - c_2), \quad (5)$$

где σ_1 , σ_2 — плотности воды и льда; D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе.

Начальное состояние системы определяется соотношениями

$$a_1|_{t=0} = a_1(0), \quad a_2(0) = 0, \quad c(0) = c_1, \quad (6)$$

которые означают, что в момент $t = 0$ система состоит из переохлажден-

ных капель воды с радиусом $a_1(0)$, ледяных ядер, радиус которых пренебрежимо мал, и пара, плотность которого c соответствует насыщению над переохлажденной водой. Нетрудно показать (подробнее см. [1]), что система дифференциальных уравнений (3)—(5) имеет следующих два интеграла:

$$c(t) + \frac{4}{3} \pi \sigma_1 n_1 a_1^3(t) + \frac{4}{3} \pi \sigma_2 n_2 a_2^3(t) = M \quad (7)$$

и

$$\sigma_1 a_1^2(t) - \sigma_2 a_2^2(t) = \sigma_1 a_1^2(0) - 2D\Delta c t. \quad (8)$$

Здесь

$$\Delta c = c_1 - c_2; \quad \Delta c > 0; \quad (9)$$

$M = \text{const}$ — полный запас воды в 1 см³. Первый интеграл (7) имеет смысл баланса влаги. Второй интеграл (8) означает, что разность поверхностных масс капли и льдинки линейно изменяется со временем. При $v = 0$ $a_1(t) = a_1(0)$ и из (8) получается обычная формула

$$\sigma_2 a_2^2(t) = 2D\Delta c t. \quad (10)$$

В работе [1] был развит приближенный метод интегрирования системы дифференциальных уравнений перегонки (3)—(5), специально приспособленный к теории образования осадков. Цель настоящей работы — дать полное решение задачи о перекачке в случае монодисперсной системы капель и ядер. Это решение приводит к существенному уточнению результатов работы [1] и позволяет детально описать весь ход процесса перекачки во времени. Точная теория, развиваемая ниже, применима не только при исследовании кинетики естественной кристаллизации облаков, но и при расчетах кристаллизации облаков в результате искусственного воздействия.

Поскольку в естественных условиях гравитационная коагуляция становится существенной только для достаточно больших частиц [1 стр. 68, рис. 3], а для типично облачных частиц радиусом $a \simeq 5-10 \mu$ она невозможна из-за эффекта Лэнгмюра, то именно явление перекачки определяет закономерности изменений микроструктуры смешанного облака во времени, причем это относится как к медленным изменениям, ведущим к перестройке микроструктуры в процессе жизни облака, так и к бурным, играющим роль «спускового крючка» в процессе образования осадков.

Качественное исследование интегральной кривой

Система уравнений (3)—(5) с начальными условиями (6) представляет собой задачу Коши. В силу теоремы единственности решение этой задачи однозначно определит всю кинетику процесса перекачки. В данном разделе мы исследуем поведение искомых функций $a_1(t)$, $a_2(t)$ и $c(t)$, исходя из качественного анализа задачи Коши при условии (9).

В силу (6) имеем:

$$M = c_1 + \frac{4}{3} \pi \sigma_1 n_1 a_1^3(0). \quad (11)$$

Из (4) — (7) получаем для $a_1 = a_1(a_2)$:

$$\frac{a_1 da_1}{a_2 da_2} = \frac{\sigma_2 M - c_1 - \frac{4}{3} \pi n_1 \sigma_1 a_1^3 - \frac{4}{3} \pi n_2 \sigma_2 a_2^3}{\sigma_1 M - c_2 - \frac{4}{3} \pi n_1 \sigma_1 a_1^3 - \frac{4}{3} \pi n_2 \sigma_2 a_2^3}, \quad (12)$$

$$a_1|_{a_2=0} = a_1(0). \quad (13)$$

Перейдем от (12) к уравнению в безразмерных переменных

$$X = \left(\frac{4}{3} \pi \frac{n_2 \sigma_2}{M - c_2} \right)^{1/3} a_2^2, \quad (14)$$

$$Y = \left(\frac{4}{3} \pi \frac{n_1 \sigma_1}{M - c_2} \right)^{1/3} a_1^2. \quad (15)$$

Для $Y = Y(X)$ имеем

$$\frac{dY}{dX} = \alpha \frac{X^{3/2} + Y^{3/2} - \Delta^{3/2}}{X^{3/2} + Y^{3/2} - 1}, \quad (16)$$

$$Y|_{X=0} = \Delta, \quad (17)$$

Здесь положено

$$\Delta = \left(\frac{M - c_1}{M - c_2} \right)^{2/3}, \quad (18)$$

$$\alpha = \left(\frac{\sigma_2}{\sigma_1} \frac{1}{v^2} \right)^{1/3}. \quad (19)$$

Очевидно,

$$0 < \Delta < 1. \quad (20)$$

Решение уравнения (16) при условии (17) зависит от двух параметров Δ и α :

$$Y = F(X; \Delta, \alpha). \quad (21)$$

Переходя в (16), (17) к переменным

$$x = \sqrt{X}, \quad (22)$$

$$y = \sqrt{Y}, \quad (23)$$

получим в окрестности $(0, \sqrt{\Delta})$ разложение y в ряд Тейлора по x . Возвращаясь к переменным X, Y , получаем для (21) разложение в $(0, \Delta)$:

$$Y = \Delta - \frac{2\alpha}{5\sqrt{\Delta}(1 - \sqrt{\Delta^3})} X^{3/2} + \dots \quad (24)$$

Исследуем качественно решение (21). Из уравнения (16) видно, что оно имеет смысл только в первом квадранте плоскости XOY . Рассмотрим полосу II (фиг. 1), ограниченную кривой I :

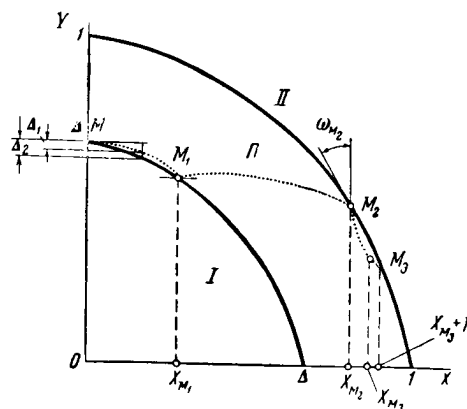
$$X^{3/2} + Y^{3/2} = \Delta^{3/2}, \quad (25)$$

кривой II :

$$X^{3/2} + Y^{3/2} = 1 \quad (26)$$

и отрезками обеих осей $[\Delta, 1]$.

Кривые I и II — изоклины (16), причем на I касательные к решению (16) горизонтальны, а на II — вертикальны. $Y' < 0$ только внутри II . В силу (16) имеем:



Фиг. 1

$$Y'' = -\frac{3}{2} \alpha (1 - \sqrt{\Delta^3}) \frac{\sqrt{X} + \sqrt{Y} \cdot Y'}{(X^{3/2} + Y^{3/2} - 1)^2}. \quad (27)$$

При достаточно малых X решение (21) попадет внутрь полосы II , так как для (21) разность $\Delta_1 = \Delta - Y$ (фиг. 1) будет $O(X^{3/2})$, а для то-

чек кривой I $\Delta_2 = \Delta - Y = O(X^{3/2})$. Попад в II , решение (21) не может выйти оттуда через кривые I или II . В самом деле, пусть M_1 — общая точка (21) и кривой I ($X_{M_1} \neq 0$). Тогда $Y'(X_{M_1}) = 0$, а $Y'(X_M) < 0$ для любой $X_M < X_{M_1}$, что противоречит $Y''(X_{M_1}) < 0$. Пусть далее M_2 — общая точка (21) и II ; тогда $Y(X_M) > Y(X_{M_2})$ для $X_M < X_{M_2}$, так как $Y'(X_M) < 0$. Во всех точках X_{M_2} кривой II (кроме $X_{M_2} = 1$) при $X_M < X_{M_2}$ касательная к II лежит левее вертикальной прямой $X_M = X_{M_2}$, образуя с ней острый угол $\omega_{M_2} > 0$, а это противоречит тому, что на II касательные к решению (16) вертикальны. Точка $(I, 0)$ не может лежать на (21), ибо интегральная кривая

$$\frac{dX}{dY} = \frac{1}{\alpha} \frac{X^{3/2} + Y^{3/2} - 1}{X^{3/2} + Y^{3/2} - \Delta^{3/2}}, \quad (28)$$

$$X(0) = 1 \quad (29)$$

не входит в полосу Π при $X < 1^*$. Таким образом, для решения (21) имеют место следующие ограничительные условия:

$$0 \leq X < 1, \quad 0 \leq Y \leq \Delta. \quad (30)$$

Покажем, что (21), оставаясь внутри Π , обязательно доходит до нижней границы полосы Π ($\Delta < X < 1, Y = 0$). Для этого достаточно показать, что (21) не может обрываться в точках M_3 , расположенных внутри Π и на кривых I или II . Рассматривая в случае точек кривой II вместо (16) уравнение (28), видим, что в точках M_3 выполняются условия существования и единственности решения задачи Коши. Проводя через M_3 или через достаточно близкую к ней в (21) точку $X_M < X_{M_3}$, интегральную кривую (16), убедимся, что решение (20) продолжимо через M_3 направо для всех X_M , удовлетворяющих условию $X_M \leq X_{M_3} \leq X_M + h$ ($h > 0$).

Таким образом, мы доказали, что интегральная кривая начинается в точке $M(0, \Delta)$, монотонно убывает, оставаясь все время внутри полосы Π , и оканчивается в некоторой точке X_I , лежащей на оси X между Δ и 1, т. е.

$$Y(X_I) = 0, \quad \Delta < X_I < 1, \quad (31)$$

В силу (14) и (15) это означает, что исходная система дифференциальных уравнений (3)—(5) допускает только такое решение, для которого в течение всего процесса выполняются условия

$$\frac{da_1^2}{dt} \leq 0, \quad \frac{da_2^2}{dt} \geq 0, \quad (32)$$

и соответственно $c_1 \geq c(t) \geq c_2$, т. е. неравенства [1]. Физически эти условия очевидны. Существенно, что мы получили их как условия, которые налагает теорема существования и единственности на искомые функции, не используя никаких дополнительных физических соображений. Иными словами, система дифференциальных уравнений перекачки (3)—(5) с начальными условиями (6) не может дать никаких посторонних решений.

Две стадии процесса

Из ограничительного условия (30) — X ни при каких условиях не может быть равен единице — вытекает важное физическое следствие, не отмеченное ранее в [1]. Обозначив время всего процесса перекачки T^* ,

* В этом легко убедиться, разложив в $(I, 0)$ решения (28), (29) в ряд аналогично тому, как это сделано при получении (24).

определим его из условия полного прекращения процесса, когда плотность пара $c(t)$ достигнет значения c_2 :

$$c(T^*) = c_2. \quad (33)$$

К этому моменту ледяные частицы приобретут максимальный радиус $a_{2\max}$:

$$a_2(T^*) = a_{2\max}. \quad (34)$$

Обозначим время полного испарения капель через T :

$$\begin{aligned} a_1(T) &= 0, \\ a_1(t) &> 0 \text{ при } t < T. \end{aligned} \quad (35)$$

Согласно (15) и (31), оно соответствует $X = X_I$ и $Y = 0$; учитывая (14):

$$a_2(T) = \frac{\sqrt{X_I}}{\sqrt[3]{\frac{4}{3} \pi \frac{\sigma_2 n_2}{M - c_2}}}, \quad \Delta < X_I < 1. \quad (36)$$

В силу (7) $c(T) + (M - c_2) \sqrt{X_I^3} = M$, что возможно лишь при

$$c(T) > c_2, \quad (37)$$

так как $X_I < 1$. Отсюда следует, что $T < T^*$. Таким образом, процесс перекачки разбивается на две стадии: 1) процесс полного испарения капель переохлажденной жидкости (продолжается в течение времени T). Следовательно, при всех $t \geq T$

$$a_1(t) = 0; \quad (38)$$

2) рост ледяных кристаллов происходит только за счет пара, плотность которого уменьшается от $c(T)$ до c_2 . Вторая стадия описывается следующей системой уравнений ($t \geq T$):

$$\frac{dc}{dt} = 4\pi D n_2 a_2 (c_2 - c), \quad (39)$$

$$\sigma_2 a_2 \frac{da_2}{dt} = D (c - c_2) \quad (40)$$

с начальными условиями

$$a_2(T) = a_{2I}, \quad (41)$$

$$c(T) = c_I, \quad (42)$$

где a_{2I} и c_I известны и являются значениями a_2 и c в конце первой стадии. Уравнения (39) и (40) имеют очевидный интеграл ($t \geq T$):

$$c + \frac{4}{3} \pi \sigma_2 n_2 a_2^3 = M. \quad (43)$$

В конце процесса (при $t = T^*$) имеем:

$$a_{2\max} = \sqrt[3]{\frac{M - c_2}{\frac{4}{3} \pi \sigma_2 n_2}}. \quad (44)$$

В силу (36)

$$a_{2I} = \sqrt{X_I} a_{2\max}, \quad \Delta < X_I < 1, \quad (45)$$

где $\sqrt{X_I}$ характеризует величину прироста размера ледяной частицы за время первой стадии.

Далее находим

$$dt = \frac{1}{\frac{4}{3}\pi n_2 D} \frac{a_2 da_2}{a_{2\max}^3 - a_2^3} \quad (46)$$

с начальным условием (41). Будем отсчитывать время от момента T :

$$\tau = t - T. \quad (47)$$

Уравнение (46) дает для $a_2 = a_2(\tau)$ при $\tau \geq 0$

$$\begin{aligned} \tau + C = \frac{1}{\beta} \left[\frac{1}{2} \ln \left(1 + \frac{a_2}{a_{2\max}} + \frac{a_2^2}{a_{2\max}^2} \right) - \ln \frac{a_{2\max} - a_2}{a_{2\max}} - \right. \\ \left. - \sqrt{3} \operatorname{arctg} \frac{1}{\sqrt{3}} \left(2 \frac{a_2}{a_{2\max}} + 1 \right) \right], \end{aligned} \quad (48)$$

где постоянная интегрирования C определяется из условия

$$a_2|_{\tau=0} = a_{2I} \quad (49)$$

и

$$\beta = 4\pi n_2 D a_{2\max}. \quad (50)$$

Учитывая (45), имеем

$$C = \frac{1}{\beta} \left[\frac{1}{2} \ln(1 + \sqrt{X_I} + X_I) - \ln \frac{a_{2\max} - a_{2I}}{a_{2\max}} - \sqrt{3} \operatorname{arctg} \frac{1}{\sqrt{3}} (2X_I + 1) \right]. \quad (51)$$

Из (48) видно, что вторая часть процесса длится бесконечно долго. Это объясняется тем, что в силу (37) и (39) $c(t)$, все время уменьшаясь, асимптотически приближается при $\tau \rightarrow \infty$ к c_2 . По мере приближения $c(t)$ к c_2 скорость процесса уменьшается, так как при этом убывает $|dc/dt|$. Согласно (40), da_2^2/dt , пропорциональная $(c - c_2)$, во второй стадии все время уменьшаться, и рост a_2^2 будет замедляться.

Для сокращения записи введем два новых обозначения

$$\alpha(\tau) = \frac{a_{2\max} - a_2(\tau)}{a_{2\max}}, \quad \alpha_0 = \frac{a_{2\max} - a_{2I}}{a_{2\max}}, \quad (52)$$

$$\omega(\tau) = \frac{a_2^2(\tau)}{a_{2\max}^2}. \quad (53)$$

В силу (45)

$$\omega(0) = X_I, \quad (54)$$

$$\Delta < X_I \leq \omega(\tau) < 1. \quad (55)$$

Из (48) и (51) следует:

$$\alpha(\tau) = \alpha_0 e^{-\beta\tau} \varphi(\tau), \quad (56)$$

где

$$\begin{aligned} \varphi(\tau) = \sqrt{\frac{1 + \sqrt{\omega(\tau)} + \omega(\tau)}{1 + \sqrt{X_I} + X_I}} \exp \left[\sqrt{3} \operatorname{arctg} \frac{2\sqrt{X_I} + 1}{\sqrt{3}} - \right. \\ \left. - \operatorname{arctg} \frac{2\sqrt{\omega(\tau)} + 1}{\sqrt{3}} \right]. \end{aligned} \quad (57)$$

Легко видеть, что

$$\exp \left[\sqrt{3} \left(\operatorname{arctg} \frac{2\sqrt{\bar{X}_I + 1}}{\sqrt{3}} - \frac{\pi}{3} \right) \right] < \varphi(\tau) < \sqrt{\frac{3}{1 + \sqrt{\bar{X}_I + X_I}}}. \quad (58)$$

Для использования вместо (56) приближенной формулы

$$\alpha(\tau) = \alpha_0 e^{-\beta\tau}, \quad (59)$$

например, с ошибкой, не превосходящей 10%, достаточно, чтобы X_I удовлетворяло одновременно двум неравенствам:

$$\left| 1 - \exp \left[\sqrt{3} \left(\operatorname{arctg} \frac{2\sqrt{\bar{X}_I + 1}}{\sqrt{3}} \right) \right] \right| < 0,1, \quad (60)$$

$$\left| 1 - \sqrt{\frac{3}{1 + \sqrt{\bar{X}_I + X_I}}} \right| < 0,1. \quad (61)$$

Непосредственной проверкой убеждаемся, что оба эти неравенства выполняются при условии

$$0,65 \leq X_I < 1. \quad (62)$$

Из значений X_I^* (табл. 2) видно, что условие (62) выполняется всюду, за исключением области малых Δ и малых ω ; следовательно, вместо сложной формулы (56) вторая стадия описывается простой формулой (59). Если же условие (62) не выполняется, то нужно применять ф-лу (56) до некоторого момента τ^* :

$$0,65 \leq \omega(\tau^*) < 1. \quad (62a)$$

Для этого выбирается некоторое число расчетных шагов n , затем находится приращение на шаг

$$\Delta a_2 = \frac{\sqrt{0,65} - \sqrt{\bar{X}_I}}{n} a_{2\max}.$$

Для $a_2(\tau_k) = a_{2I} + k\Delta a_2$ ($1 \leq k \leq n$) по (56) с учетом (52), (53) и (57) находим соответствующее τ_k . Для последующего времени используется формула типа (59):

$$\alpha(\tau) = \alpha(\tau^*) e^{-\beta(\tau - \tau^*)}. \quad (59a)$$

Строго говоря, вторая стадия длится бесконечно долго. Практически целесообразно считать, что она кончается к моменту T' , когда α станет равным, например, $0,02\alpha_0$. Тогда $a_2(T') = (0,98 - 0,02\sqrt{\bar{X}_I}) a_{2\max}$, т. е. $a_2(T')$ отличается от $a_{2\max}$ менее чем на 4%. Если имеет место (62), то

$$T' = \frac{4}{\beta}. \quad (63)$$

Отметим, что при вычислении $a_2(t)$ второй стадией нередко можно пренебречь. Например, если вычисление $a_2(t)$ вести с точностью до 5%, то из соотношения

$$\alpha(\tau) \leq \alpha_0 = 1 - \sqrt{\bar{X}_I} \quad (64)$$

видно, что это можно делать при

$$X_I \geq 0,9025. \quad (65)$$

Рассмотрим в заключение, при каких значениях исходных параметров Δ и ν роль второй стадии существенна. Очевидно, что X_I должна быть заметно меньше единицы, что достигается при малых Δ и ν . Имеем:

$$\Delta = \left[\frac{q_1(0)}{\Delta c + q_1(0)} \right]^{2/3}, \quad q_1(0) = \frac{4}{3} \pi n_1 \sigma_1 a_1^3(0). \quad (66)$$

Параметр Δ определяется отношением количества воды к полному количеству вещества, перегоняемому в лед. Таким образом, Δ будет уменьшаться как с ростом Δc , так и с убыванием $n_1 a_1^3(0)$. Если закрепить Δ , то X_I будет уменьшаться с уменьшением ν , ибо при этом растет $\left| \frac{dY}{dX} \right|$ и Y быстрее обращается в нуль. Уменьшение ν можно получить, если фиксировать кроме Δ также Δc и $a_1(0)$ просто за счет уменьшения n_2 , так как n_1 тогда окажется закрепленным. Заметим, что хотя X_I уменьшается вместе с n_2 , a_{2I} при этом будет возрастать, так как для малых ν

$$a_{2I} \simeq \sqrt[3]{\frac{\sigma_1}{\nu \sigma_2}} a_1(0). \quad (67)$$

Отметим, что время первой стадии

$$T = \frac{\sigma_2 a_{2\max}^2 X_I + \sigma_1 a_1^2(0)}{2D \cdot \Delta c}$$

и всего процесса

$$T^* \simeq \frac{\sigma_2 a_{2\max}^2 X_I + \sigma_1 a_1^2(0)}{2D \cdot \Delta c} + \frac{1}{\pi n_2 D a_{2\max}}$$

можно определить непосредственно из исходных данных, так как из табл. 2 значения X_I определяются по Δ и ν .

Расчет семейства решений для разных условий перегонки

Кинетика процесса первой стадии легко рассчитывается, если известно решение (21) задачи (16), (17). В самом деле, переход от X , Y к a_2^2 и a_1^2 осуществляется по формулам (14) и (15), затем, учитывая (8), определяется ход изменения a_2^2 и a_1^2 во времени до завершения первой стадии; соответственно ход изменения c во времени определяется из (7).

В табл. 1 даны значения Y на основании (21), в табл. 2 — значения X_I . Табл. 1, 2 приведены для системы: лед, вода, пар. $F(X; \Delta, \alpha)$ и $X_I(\Delta, \alpha)$ находятся по Δ и ν (см. (19)). Если же вещество другое, то $F(X_I \Delta, \alpha)$ и $X_I(\Delta, \alpha)$ находятся по Δ и $\nu' = \sqrt{\frac{0,9\sigma_1}{\sigma_2}} \nu$. Вычисления проведены методом I [2] для $\Delta = 0,1$ (0,1) 0,4 с $\Delta X = 0,1$ и методом II [2] для $\Delta = 0,5$ (0,1) 0,9 с $\Delta X = 0,05$. Для каждого Δ расчет произведен при $\nu = 10^{-3}, 10^{-2}, 10^{-1}, 0,2; 0,5; 1; 2; 5; 10; 10^2, 10^3$. Практически при $\Delta > 0,9$ решение (21) совпадает с кривой II и тем автоматически исключается вторая стадия. При Δ , близких к единице, а также при крайних значениях ν нужно было резко повысить точность вычислений. Однако, учитывая, что (21) при любых Δ и α заключается в полосу II (стр. 841), можно считать, что при малых ν решение (21) приблизительно совпадает с кривой I (для всех X), а при больших ν — с кривой II (всюду, кроме окрестности $X = 0$). Первые значения в столбцах табл. 1, для которых вычисления Y были выполнены на основе этих соображений, отмечены звездочкой.

Таблица 1

Δ	ν x	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	0,2	0,5	1	2	5	10	10^2	10^3
0,1	0,0	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100	0,100
	0,1	0,000*	0,000*	0,093	0,096	0,097	0,098	0,098	0,099	0,099	0,100	0,100
		0,100	0,100									
	0,2			0,068	0,080	0,088	0,092	0,096	0,098	0,098	0,100	0,100
	0,3			0,013	0,043	0,067	0,079	0,085	0,092	0,095	0,099	0,100
	0,4			0,000	0,000	0,030	0,055	0,072	0,085	0,090	0,098	0,100
				0,315	0,373							
	0,5					0,000	0,015	0,045	0,070	0,081	0,096	0,099
						0,456						
	0,6						0,000	0,009	0,049	0,067	0,093	0,098
							0,526					
0,2	0,7							0,000	0,014	0,044	0,088	0,097
								0,614				
	0,8								0,000	0,009	0,080	0,095
									0,725			
	0,9									0,000	0,060	0,092
										0,813		
	1,0										0,000*	0,000*
											1,000	1,000
	0,0	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200	0,200
	0,1	0,149*	0,149*	0,192	0,194	0,195	0,197	0,198	0,199	0,199	0,200	0,200
	0,2	0,000	0,000	0,167	0,183	0,189	0,193	0,196	0,198	0,198	0,200	0,200
0,3		0,200	0,200									
	0,3			0,117	0,138	0,165	0,177	0,185	0,192	0,194	0,199	0,200
	0,4			0,034	0,093	0,134	0,156	0,171	0,184	0,190	0,198	0,200
	0,5			0,000	0,000	0,071	0,114	0,143	0,168	0,180	0,195	0,199
				0,428	0,488							
	0,6					0,000	0,059	0,105	0,146	0,165	0,192	0,198
						0,594						
	0,7						0,000	0,044	0,109	0,140	0,186	0,196
							0,666					
	0,8							0,000	0,053	0,102	0,177	0,194
								0,748				
0,4	0,9								0,000	0,032	0,156	0,189
									0,853			
	1,0									0,000	0,000*	0,000*
										0,920	1,000	1,000
	0,0	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300	0,300
	0,1	0,247*	0,247*	0,292	0,294	0,296	0,297	0,298	0,299	0,299	0,300	0,300
	0,2	0,178	0,178	0,266	0,282	0,289	0,293	0,295	0,297	0,298	0,299	0,300
	0,3	0,000	0,000	0,219	0,236	0,263	0,276	0,284	0,291	0,294	0,299	0,300
		0,300	0,300									
	0,4			0,141	0,193	0,230	0,252	0,268	0,282	0,289	0,297	0,300
	0,5			0,027	0,088	0,167	0,209	0,239	0,265	0,277	0,295	0,299
0,5	0,6			0,000	0,000	0,094	0,153	0,198	0,240	0,261	0,291	0,298
				0,517	0,597							
	0,7					0,000	0,062	0,133	0,199	0,232	0,284	0,296
						0,674						
	0,8						0,000	0,042	0,137	0,187	0,271	0,294
							0,751					
	0,9							0,000	0,029	0,103	0,241	0,286
								0,827				
	1,0								0,000	0,000	0,000*	0,000*
									0,913	0,958	1,000	1,000
	0,0	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400	0,400
0,6	0,1	0,366	0,366	0,393	0,392	0,396	0,397	0,398	0,399	0,400	0,400	0,400
	0,2	0,299	0,299	0,367	0,381	0,388	0,392	0,395	0,397	0,398	0,399	0,400
	0,3	0,199	0,199	0,318	0,333	0,360	0,373	0,383	0,390	0,394	0,398	0,400
	0,4	0,000	0,000	0,244	0,290	0,325	0,348	0,365	0,380	0,387	0,397	0,400
		0,400	0,400									
	0,5			0,142	0,183	0,259	0,300	0,332	0,358	0,375	0,394	0,399

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Δ	$x \backslash v$	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	0,2	0,5	1	2	5	10	10^2	10^3
0,4	0,6			0,000	0,113	0,187	0,241	0,287	0,332	0,354	0,389	0,398
				0,600								
	0,7				0,000	0,061	0,147	0,215	0,280	0,320	0,375	0,396
					0,653							
	0,8					0,000	0,031	0,119	0,212	0,262	0,362	0,391
						0,743						
	0,9						0,000	0,000	0,082	0,155	0,283	0,362
							0,814	0,877				
	1,0								0,000	0,000	0,000	0,000*
									0,940	0,971	1,000	1,000
	0,00	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
	0,05	0,489*	0,489*	0,498	0,499	0,499	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500	0,500
	0,10	0,469	0,469	0,492	0,496	0,498	0,498	0,499	0,499	0,500	0,500	0,500
	0,15	0,444	0,444	0,481	0,486	0,492	0,495	0,497	0,498	0,499	0,500	0,500
	0,20	0,412	0,412	0,464	0,473	0,485	0,489	0,494	0,496	0,498	0,500	0,500
	0,25	0,373	0,373	0,442	0,457	0,472	0,482	0,488	0,493	0,496	0,499	0,500
	0,30	0,329	0,329	0,413	0,435	0,458	0,470	0,481	0,489	0,493	0,499	0,500
	0,35	0,278	0,278	0,382	0,406	0,437	0,457	0,470	0,483	0,489	0,497	0,500
	0,40	0,215	0,215	0,344	0,373	0,414	0,440	0,458	0,475	0,484	0,497	0,500
	0,45	0,138	0,138	0,300	0,336	0,384	0,418	0,441	0,465	0,477	0,494	0,499
	0,50	0,000	0,000	0,249	0,292	0,350	0,391	0,422	0,452	0,469	0,493	0,499
		0,500	0,500									
0,5	0,55			0,191	0,243	0,311	0,360	0,396	0,436	0,457	0,489	0,498
	0,60			0,125	0,187	0,267	0,323	0,366	0,415	0,442	0,486	0,497
	0,65			0,046	0,123	0,215	0,279	0,332	0,389	0,422	0,479	0,495
	0,70			0,000	0,047	0,155	0,230	0,289	0,356	0,396	0,468	0,491
				0,674								
	0,75				0,000	0,085	0,170	0,239	0,316	0,361	0,449	0,481
					0,725							
	0,80					0,000	0,101	0,180	0,266	0,316	0,407	0,433*
						0,800						
	0,85						0,015	0,108	0,203	0,256	0,340	0,360
	0,90						0,000	0,015	0,125	0,179	0,256	0,278
							0,857					
	0,95							0,000	0,016	0,078	0,158	0,176
								0,906				
	1,00								0,000	0,000	0,000	0,000
									0,955	0,978	1,000	1,000
0,6	0,00	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600
	0,05	0,591*	0,591*	0,598	0,598	0,599	0,599	0,600	0,600	0,600	0,600	0,600
	0,10	0,573	0,573	0,593	0,594	0,597	0,598	0,599	0,599	0,600	0,600	0,600
	0,15	0,549	0,549	0,579	0,584	0,591	0,594	0,596	0,598	0,599	0,600	0,600
	0,20	0,521	0,521	0,561	0,571	0,582	0,588	0,592	0,595	0,598	0,599	0,600
	0,25	0,487	0,487	0,539	0,552	0,569	0,578	0,585	0,593	0,595	0,599	0,600
	0,30	0,449	0,449	0,510	0,528	0,551	0,566	0,577	0,587	0,592	0,598	0,600
	0,35	0,406	0,406	0,478	0,500	0,530	0,549	0,564	0,580	0,587	0,597	0,600
	0,40	0,355	0,355	0,441	0,466	0,503	0,529	0,549	0,570	0,580	0,595	0,599
	0,45	0,298	0,298	0,398	0,429	0,473	0,503	0,529	0,557	0,571	0,593	0,599
	0,50	0,232	0,232	0,352	0,387	0,437	0,474	0,506	0,540	0,559	0,590	0,598
	0,55	0,148	0,148	0,301	0,339	0,397	0,439	0,477	0,519	0,543	0,585	0,597
	0,60	0,000	0,000	0,240	0,286	0,351	0,400	0,443	0,492	0,522	0,578	0,595
		0,600	0,600									
	0,65			0,173	0,225	0,300	0,353	0,402	0,459	0,493	0,553	0,588
	0,70			0,193	0,157	0,242	0,301	0,356	0,418	0,457	0,531	0,555*
	0,75			0,000	0,077	0,176	0,242	0,302	0,369	0,409	0,479	0,497
				0,750								
	0,80				0,000	0,099	0,175	0,241	0,312	0,352	0,415	0,433
					0,791							
	0,85					0,000	0,095	0,168	0,243	0,283	0,343	0,360
						0,850						
	0,90						0,000	0,079	0,160	0,201	0,260	0,278
							0,898					

Таблица 1 (продолжение)

Δ	$x \backslash v$	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	0,2	0,5	1	2	5	10	10^2	10^3
0,7	0,95								0,051	0,098	0,159	0,176
	1,00							0,000	0,000	0,000	0,000*	0,000
								0,939	0,968	0,986	1,000	1,000
	0,00	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700
	0,05	0,692*	0,692*	0,697	0,698	0,699	0,699	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700
	0,10	0,674	0,674	0,690	0,693	0,697	0,698	0,698	0,699	0,699	0,700	0,700
	0,15	0,653	0,653	0,676	0,682	0,688	0,692	0,695	0,697	0,698	0,700	0,700
	0,20	0,627	0,627	0,657	0,667	0,678	0,685	0,689	0,694	0,696	0,699	0,700
	0,25	0,598	0,588	0,633	0,646	0,662	0,672	0,682	0,689	0,693	0,699	0,700
	0,30	0,562	0,562	0,605	0,621	0,643	0,657	0,670	0,682	0,688	0,697	0,700
	0,35	0,524	0,524	0,573	0,592	0,618	0,637	0,655	0,672	0,681	0,696	0,699
	0,40	0,480	0,480	0,536	0,558	0,590	0,613	0,635	0,659	0,672	0,693	0,699
	0,45	0,432	0,432	0,497	0,520	0,556	0,584	0,611	0,641	0,658	0,690	0,698
	0,50	0,378	0,378	0,454	0,479	0,519	0,551	0,581	0,618	0,640	0,683	0,696
	0,55	0,317	0,317	0,403	0,432	0,477	0,513	0,548	0,589	0,615	0,669	0,689
	0,60	0,245	0,245	0,349	0,382	0,430	0,470	0,508	0,553	0,583	0,640	0,659*
	0,65	0,157	0,157	0,288	0,327	0,380	0,422	0,463	0,512	0,541	0,595	0,610
	0,70	0,000	0,000	0,219	0,262	0,322	0,368	0,411	0,462	0,493	0,541	0,555
		0,700	0,700									
	0,75			0,140	0,191	0,259	0,309	0,355	0,407	0,437	0,483	0,497
	0,80			0,041	0,106	0,186	0,241	0,292	0,345	0,374	0,420	0,433
	0,85			0,000	0,000	0,099	0,164	0,218	0,273	0,302	0,347	0,360
0,8				0,816	0,848							
	0,90					0,000	0,069	0,130	0,189	0,220	0,264	0,278
						0,898						
	0,95					0,000	0,011	0,084	0,116	0,163	0,176	
						0,929						
	1,00							0,000	0,000	0,000	0,000*	0,000
								0,953	0,981	0,995	1,000	1,000
	0,00	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800	0,800
	0,05	0,792*	0,792*	0,797	0,798	0,799	0,799	0,799	0,800	0,800	0,800	0,800
	0,10	0,776	0,776	0,788	0,791	0,794	0,797	0,798	0,799	0,799	0,800	0,800
	0,15	0,755	0,755	0,772	0,777	0,784	0,789	0,792	0,796	0,797	0,799	0,800
	0,20	0,731	0,731	0,752	0,760	0,770	0,779	0,784	0,791	0,794	0,799	0,800
	0,25	0,704	0,704	0,727	0,737	0,751	0,764	0,773	0,784	0,789	0,797	0,800
	0,30	0,672	0,672	0,699	0,710	0,728	0,743	0,756	0,772	0,781	0,796	0,799
	0,35	0,637	0,637	0,668	0,681	0,701	0,719	0,735	0,757	0,769	0,791	0,799
	0,40	0,598	0,598	0,632	0,647	0,669	0,689	0,711	0,735	0,752	0,784	0,796
	0,45	0,555	0,555	0,593	0,609	0,635	0,657	0,680	0,709	0,727	0,767	0,787*
	0,50	0,508	0,508	0,550	0,569	0,597	0,619	0,645	0,676	0,697	0,736	0,748
	0,55	0,456	0,456	0,504	0,523	0,554	0,580	0,606	0,639	0,659	0,695	0,706
	0,60	0,397	0,397	0,453	0,474	0,508	0,534	0,561	0,595	0,616	0,648	0,659
	0,65	0,332	0,332	0,397	0,420	0,456	0,485	0,514	0,548	0,567	0,599	0,610
	0,70	0,255	0,255	0,335	0,351	0,400	0,431	0,461	0,495	0,514	0,546	0,555
	0,75	0,163	0,163	0,265	0,295	0,338	0,371	0,404	0,438	0,457	0,488	0,497
	0,80	0,000	0,000	0,185	0,221	0,268	0,305	0,338	0,374	0,394	0,424	0,433
0,9		0,800	0,800									
	0,85			0,086	0,131	0,188	0,230	0,268	0,302	0,321	0,351	0,360
	0,90			0,000	0,015	0,091	0,140	0,180	0,218	0,238	0,268	0,278
				0,886								
	0,95				0,000	0,000	0,020	0,070	0,115	0,137	0,167	0,176
					0,905	0,939						
	1,00						0,000	0,000	0,000	0,000	0,000*	0,000
							0,956	0,974	0,993	1,000	1,000	1,000
	0,00	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900	0,900
	0,05	0,893*	0,893*	0,896	0,897	0,898	0,898	0,899	0,899	0,900	0,900	0,900
	0,10	0,878	0,878	0,885	0,888	0,891	0,894	0,896	0,898	0,898	0,900	0,900
	0,15	0,859	0,859	0,868	0,872	0,878	0,882	0,887	0,891	0,895	0,899	0,900
	0,20	0,837	0,837	0,849	0,854	0,860	0,866	0,874	0,881	0,887	0,897	0,899
	0,25	0,810	0,810	0,824	0,830	0,838	0,845	0,854	0,865	0,874	0,891	0,898
	0,30	0,781	0,781	0,796	0,802	0,811	0,819	0,830	0,845	0,855	0,877	0,887*
	0,35	0,748	0,748	0,764	0,771	0,781	0,791	0,803	0,818	0,829	0,850	0,857
	0,40	0,712	0,712	0,729	0,737	0,748	0,759	0,771	0,787	0,798	0,816	0,823
	0,45	0,672	0,672	0,691	0,700	0,712	0,724	0,737	0,752	0,762	0,787*	0,787

Таблица 1 (окончание)

Δ	$x \backslash v$	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	0,2	0,5	1	2	5	10	10^2	10^3
	0,50	0,630	0,630	0,650	0,660	0,674	0,686	0,698	0,714	0,725	0,748	0,748
	0,55	0,584	0,584	0,606	0,616	0,631	0,644	0,657	0,673	0,683	0,706	0,706
	0,60	0,533	0,533	0,557	0,568	0,584	0,597	0,611	0,628	0,637	0,659	0,659
	0,65	0,477	0,477	0,505	0,517	0,534	0,548	0,562	0,579	0,588	0,610	0,610
	0,70	0,416	0,416	0,449	0,462	0,480	0,494	0,508	0,525	0,535	0,555	0,555
	0,75	0,348	0,348	0,386	0,400	0,419	0,434	0,450	0,467	0,477	0,497	0,497
	0,80	0,268	0,268	0,318	0,333	0,354	0,370	0,386	0,404	0,413	0,433	0,433
	0,85	0,170	0,170	0,228	0,249	0,287	0,296	0,313	0,330	0,341	0,360	0,360
	0,90	0,000	0,000	0,000	0,024	0,149	0,210	0,228	0,247	0,258	0,278	0,278
		0,900	0,900	0,945								
	0,95				0,000	0,000	0,102	0,134	0,146	0,156	0,176	0,176
					0,957	0,957						
	1,00						0,000	0,000*	0,000*	0,000*	0,000	0,000
							0,987	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Примечание. Последние строки граф — соответствующие значения X_I .

Вычисление $Y = F(X; \Delta, \alpha)$ при конкретных $\Delta = \Delta'$ и $\alpha = \alpha'$ с помощью табл. 1 можно производить по формуле

$$F(X; \Delta', \alpha') = F(X; \Delta, \alpha) + \frac{\Delta' - \Delta_1}{\Delta_2 - \Delta_1} [F(X; \Delta_2, \alpha_1) - F(X; \Delta_1, \alpha_1)] + \\ + \frac{\ln \alpha' - \ln \alpha_1}{\ln \alpha_2 - \ln \alpha_1} [F(X; \Delta_1, \alpha_2) - F(X; \Delta_1, \alpha_1)], \quad (68)$$

где $\Delta_1 < \Delta' < \Delta_2$ и $\alpha_1 < \alpha' < \alpha_2$. Если один из параметров совпадает с табличным, то соответствующее слагаемое в (68) равно нулю. Формулой (68) можно пользоваться для X , при которых все $F(X; \Delta, \alpha)$, входящие в ее правую часть, неотрицательны. Значение $X_I(\Delta', \alpha')$ с помощью табл. 2 находится по формуле

$$X_I(\Delta', \alpha') = X_I(\Delta_1, \alpha_1) + \frac{\Delta' - \Delta_1}{\Delta_2 - \Delta_1} [X_I(\Delta_2, \alpha_1) - X_I(\Delta_1, \alpha_1)] + \\ + \frac{\ln \alpha' - \ln \alpha_1}{\ln \alpha_2 - \ln \alpha_1} [X_I(\Delta_1, \alpha_2) - X_I(\Delta_1, \alpha_1)]. \quad (69)$$

Кинетика второй стадии рассчитывается по формулам (43), (52) и (59).

Рассчитаем кинетику первой и второй стадий перекачки для примера, рассмотренного в [4] квазистационарным методом.

Входные данные: $a_1(0) = 10^{-3} \text{ см}$, $D = 0,2 \text{ см}^2/\text{сек}$, $\sigma_1 = 1 \text{ г/см}^3$, $\sigma_2 = 0,9 \text{ г/см}^3$, $c_1 = 1,110 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3$, $c_2 = 0,930 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3$, $n_1 = 60 \text{ л/см}^3$, $n_2 = 6 \text{ л/см}^3$.

Таблица 2

$\Delta \backslash v$	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	0,2	0,5	1	2	5	10	10^2	10^3
0,1	0,100	0,100	0,315	0,377	0,454	0,526	0,614	0,725	0,813	1,000	1,000
0,2	0,200	0,200	0,428	0,488	0,594	0,666	0,748	0,853	0,920	1,000	1,000
0,3	0,300	0,300	0,517	0,597	0,674	0,751	0,827	0,913	0,958	1,000	1,000
0,4	0,400	0,400	0,600	0,653	0,743	0,814	0,877	0,940	0,971	1,000	1,000
0,5	0,500	0,500	0,674	0,725	0,800	0,857	0,906	0,955	0,978	1,000	1,000
0,6	0,600	0,600	0,750	0,791	0,850	0,898	0,939	0,968	0,986	1,000	1,000
0,7	0,700	0,700	0,816	0,848	0,898	0,929	0,953	0,981	0,995	1,000	1,000
0,8	0,800	0,800	0,886	0,905	0,939	0,956	0,974	0,993	1,000	1,000	1,000
0,9	0,900	0,900	0,945	0,957	0,975	0,987	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Таблица 3

X	Y по Ф-ле (68)	Y	$10^3 a_1$, см	$10^3 a_2$, см	t, сек	$10^3 c$, г/см ³
0,00	0,689	0,689	1,000	0,000	0,0	1,110
0,05	0,686	0,686	0,997	0,598	4,4	1,107
0,10	0,679	0,678	0,992	0,847	8,9	1,102
0,15	0,665	0,665	0,982	1,037	13,5	1,098
0,20	0,646	0,647	0,969	1,197	18,3	1,095
0,25	0,624	0,624	0,951	1,338	23,1	1,091
0,30	0,595	0,595	0,928	1,466	29,4	1,089
0,35	0,563	0,563	0,904	1,584	33,0	1,086
0,40	0,526	0,526	0,875	1,693	38,0	1,083
0,45	0,486	0,486	0,840	1,796	43,2	1,081
0,50	0,439	0,440	0,800	1,893	48,4	1,080
0,55	0,392	0,392	0,754	1,985	53,8	1,076
0,60	0,337	0,337	0,699	2,074	58,4	1,073
0,65	0,275	0,274	0,631	2,158	64,8	1,071
0,70	0,205	0,204	0,544	2,240	70,5	1,067
0,75	0,125	0,123	0,422	2,318	76,5	1,061
0,80	—	0,020	0,170	2,394	82,3	1,050
—	$X_I = 0,809$	$X_I = 0,808$	0,000	2,406	83,9	1,046

Примечания: 1. Графа 3 вычислена по уравнению (16). 2. Последняя строка графы 2 получена по (69), а графы 3 — линейной интерполяцией.

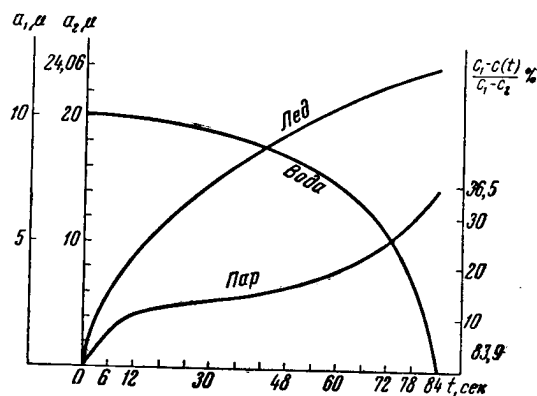
Из них непосредственно находим:

$$\Delta c = 0,180 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3, \quad v = 1/10, \alpha = 4,481,$$

$$\Delta = 0,689, \quad M = 1,361 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3,$$

$$q_1(0) = \frac{4}{3} \pi \sigma_1 n_1 a_1^3(0) = 0,251 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3;$$

$$a_{2\max} = 2,668 \cdot 10^{-3} \text{ см.}$$



Фиг. 2

Расчетные формулы:

$$10^6 a_2^2 = 7,166 X \text{ см}^2,$$

$$t = 13,514 (1 + 0,9 \cdot 10^6 a_2^2 - 10^6 a_1^2) \text{ сек.},$$

$$10^6 a_1^2 = 1,451 Y \text{ см}^2,$$

$$10^3 c = (1,361 \cdot 10^3 - 251,0 \cdot 10^3 a_1^3 - 22,6 \cdot 10^3 a_2^3) \text{ г/см}^3.$$

Кинетика первой стадии перегонки приведена на фиг. 2 и в табл. 3.

Итак, время $T = 83,9$ сек., $a_{2I} = 2,406 \cdot 10^{-3}$ см, $c_I = 1,046 \cdot 10^{-6}$ г/см³. Время перегонки, полученное для этого примера в [1], равное 77,2 сек., меньше T . Это объясняется тем, что решение квазистационарным методом постоянно использует завышенное $c(t)$ (так как в промежутке $[t, t + \Delta t]$ c считается равным $c(t)$, а c — убывающая функция времени) и процесс завершается быстрее.

Рассмотрим вторую стадию перегонки для этого примера. В данном случае можно пользоваться формулой (59), так как $X_I = 0,808$ удовлетворяет условию (62):

$$\alpha_0 = 0,982, \quad \beta = 0,040 \text{ 1/сек}, \\ \alpha(\tau) = 0,982e^{-0,040\tau}, \quad \tau \geq 0.$$

Согласно (63), время $T' = 10$ сек., а полное время перегонки $T_* \simeq 94$ сек.

Квазистационарная схема

Для интегрирования системы уравнений монодисперсной перегонки [1, стр. 73, 74] была предложена очень простая квазистационарная схема, в основу которой положено весьма малое относительное изменение плотности пара в течение процесса перегонки. Величина $\frac{\Delta c}{c_1}$ 100 для воды в интервале температур 0—40° не превышает 33%. В первом приближении процесс перегонки идет при постоянной плотности водяного пара, т. е. сводится к прямой перегонке капель в льдинки, практически не вызывающей изменений в плотности пара. Это следует понимать так: процесс установления равновесной плотности пара, соответствующей данным значениям радиусов $a_1(t)$ и $a_2(t)$, идет значительно быстрее, чем следующие затем достройка $a_1(t)$ и $a_2(t)$.

Математически это различие в скоростях изменений (быстрая перестройка плотности пара и медленная достройка $a_1(t)$ и $a_2(t)$) совпадает с требованием малости времени релаксации τ системы в отношении квазиравновесной плотности пара $c^*(t)$:

$$\tau = \frac{r_1}{4\pi D (n_1 a_1 + n_2 a_2)}. \quad (70)$$

Время релаксации τ обычно оказывается малым во всех стадиях процесса: вначале потому, что $n_1 a_1$ велико, в конце — потому, что $n_2 a_2$ велико.

Как показано в [1], для $c^*(t)$ справедлива формула [1, формула (7,22)]:

$$c^*(t) = c_1 - \frac{n_2 a_2}{n_1 a_1 + n_2 a_2} \Delta c. \quad (71)$$

В конце процесса при $a_1 = 0$ $c^*(t)$ переходит в c_2 . Следовательно, при квазистационарном процессе вторая стадия отсутствует. Сопоставляя (70) и (66), видим, что условие квазистационарности совпадает с условием, когда второй стадией можно пренебречь. Для естественной кристаллизации облаков квазистационарная схема часто является удовлетворительным приближением к действительности. Это означает, что теория, развитая в [1], правильно описывает общую картину явления. Для искусственной кристаллизации, а также при перегонке каких-либо других веществ (не воды) соотношение между Δc и другими параметрами задачи может оказаться таким, что уже в первом приближении необходимо исходить из точной схемы, развитой выше. Кроме того, даже в условиях, когда квазистационарная схема удовлетворительна, кинетика перегонки в любом конкретном случае может быть получена простой заменой переменных и нет нужды каждый раз прибегать к численному интегриро-

ванию системы уравнений перегонки последовательными шагами квази-стационарной методики.

Последнее решено нами в общем виде для широкого диапазона параметров задачи по точной схеме (табл. 1, 2).

Всесоюзный заочный лесотехнический
институт

Поступила
19.VI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Ш и ф р и н К. С. Кинетика образования осадков. Тр. ГГО, вып. 31 (93), 1951.
2. М и л л В. Э. Численное решение дифференциальных уравнений. ИЛ, М., 1955.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

М. М. РАДЖАБОВ, Л. Е. АГРАНОВСКИЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИН И РЕЛЬЕФА ГРАНИЦЫ РАЗДЕЛА
ПО ОДИНОЧНЫМ ПОПЕРЕЧНЫМ ГОДОГРАФАМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ
ВОЛН

Определение глубин и рельефа границы раздела по одиночным поперечным годографам преломленных волн при заданных величинах скоростей в покрывающей толще v_1 и в преломляющем слое v_r рассматривалось в ряде работ [1—4] и основано на методе исключения теоретически рассчитанного годографа. При угле наклона преломляющего слоя φ , не превышающего 10° , и при $v_r = \text{const}$ эти способы позволяют достаточно точно определять относительный рельеф границы раздела в зоне выхода сейсмических лучей путем вычисления приращения глубины Δh для каждой точки поперечного профиля. Однако для количественной интерпретации по этим способам необходимо знать глубину H до преломляющей границы в одной из точек поперечного профиля. Поэтому в тех случаях, когда наблюдения проводятся по изолированным поперечным профилям, не увязанным с продольными профилями, применять указанные способы не удастся. В связи с этим представляет интерес выяснить возможность определения рельефа преломляющей границы в зоне выхода путем вычисления глубин H для каждой точки линии наблюдения.

Необходимость решения этого вопроса вызывается и тем, что применение способов, основанных на методе исключения теоретического годографа, становится невозможным, когда не соблюдается условие $v_r = \text{const}$ вдоль линии поперечного профиля, неучет которого приводит к искажению рельефа преломляющего слоя [5]. Принципиальную возможность точного решения задачи в этом случае может дать метод полей времен [6, 7], однако практически удобные приемы его использования пока не предложены.

В настоящей работе задача определения рельефа преломляющей границы по одиночным поперечным годографам рассматривается для случая одной плоской наклонной границы раздела. Приводятся формулы для вычисления глубин в зоне выхода сейсмических лучей из второй среды в каждой точке линии поперечного профиля. Обсуждается вопрос о характере и условиях применимости этих формул. Теоретические расчеты иллюстрируются примерами, полученными при производственных сейсмических исследованиях корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) в центральной части Предкопетдагского предгорного прогиба.

Формулы для определения глубин преломляющей границы в зоне выхода
по одиночным поперечным годографам преломленных волн

Случай произвольного расположения линии наблюдения относительно направления простирания преломляющей границы. Глубина преломляющей границы в зоне выхода сейсмических лучей из второй среды в каждой точке x поперечного профиля, где наблюдается время t прихода преломленной волны, в общем случае произвольного расположения линии профиля относительно направления простирания преломляющей границы определяется формулой [12]:

$$H = \frac{tv_1}{\cos i} - R \times \\ \times \sqrt{1 - \sin^2 \varphi \sin^2 \omega_R + \left(\frac{x}{R}\right)^2 [1 - \sin^2 \varphi \cos^2 \omega_R] \pm 2 \frac{x}{R} \sin^2 \varphi \cos \omega_R \sin \omega_R \cdot \operatorname{tg} i - H_0}, \quad (1)$$

где R — расстояние по перпендикуляру от пункта взрыва до линии наблюдения; ω_R — азимут перпендикуляра R относительно направления простирания преломляющей границы; φ — угол наклона границы раздела; H_0 — глубина границы под пунктом взрыва; $i = \arcsin \frac{v_1}{v_r}$ — предельный угол.

Расстояние x вдоль линии наблюдения отсчитывается от точки проекции пункта взрыва. Верхний знак в подрадикальном выражении соответствует участку поперечного профиля, расположенному «по падению», нижний знак — участку поперечного профиля, расположенному «по подъему» преломляющей границы.

Формула (1) получена путем преобразования уравнения поперечного годографа преломленных волн [2, 8].

После исключения H_0 , формула (1) принимает вид:

$$H = (t - t_0) \frac{v_1}{\cos i} - R \left\{ \sqrt{1 - \sin^2 \varphi \sin^2 \omega_R + \left(\frac{x}{R}\right)^2 [1 - \sin^2 \varphi \cos^2 \omega_R] \pm 2 \frac{x}{R} \sin^2 \varphi \cos \omega_R \sin \omega_R} - \sqrt{1 - \sin^2 \varphi \sin^2 \omega_R} \right\} \operatorname{tg} i + H_{x_0}, \quad (2)$$

где H_{x_0} — глубина преломляющей границы в точке $x = 0$ — проекции пункта взрыва на линию профиля; t_0 — значение времени прихода преломленной волны в точку $x = 0$.

Величину угла φ наклона преломляющей границы, входящую в формулу (1) или (2), можно определить по формуле [2]:

$$\varphi = \arcsin \frac{v_1}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}, \quad (3)$$

где dt_0/dx_0 — величина, равная угловому коэффициенту касательной к поперечному годографу преломленных волн, проведенная в точке проекции пункта взрыва.

Как указывалось в работе [8], вычисляемый угол наклона в этом случае при $\omega_R < 30^\circ$ и при $\varphi < 20^\circ$ находится в пределах точности определения углов наклона, допускаемых в практике сейсморазведочных работ. Однако даже с учетом (3) формула (2) при заданных v_1 и v_r не имеет самостоятельного значения, так как величина угла ω_R и значение глубины H_{x_0} до преломляющей границы при данной системе наблюдений не всегда заранее известны. Именно это обстоятельство затрудняет практическое применение формулы (2) при произвольном расположении поперечного профиля относительно направления простиранья преломляющей границы.

Случай поперечного профиля, ориентированного вкрест направлению простиранья преломляющей границы. В данном случае ($\omega_R = 0$) из формулы (2) с учетом (3) можно записать:

$$H = (t - t_0) \frac{v_1}{\cos i} - R \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{v_1}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}\right)} - 1 \right] \operatorname{tg} i + H_{x_0},$$

или

$$H = \left(t - \frac{t_0}{2}\right) \frac{v_1}{\cos i} - R \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{v_1}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}\right)} - 0,5 \right] \operatorname{tg} i. \quad (4)$$

Формула (4) при заданных v_1 и v_r позволяет определить глубину преломляющей границы в зоне выхода для каждой точки поперечного профиля.

Случай поперечного профиля, ориентированного по простиранью преломляющей границы. Формула для определения глубин в этом случае может быть записана в виде:

$$H = (t - t_0) \frac{v_1}{\cos i} - R \left[\sqrt{\cos^2 \varphi - \left(\frac{x}{R}\right)^2} - \cos \varphi \right] \operatorname{tg} i + H_{x_0}, \quad (5)$$

где φ — угол наклона границы раздела в плоскости между пунктом взрыва и линией наблюдения.

Использование формулы (5) при заданных v_1 и v_r возможно в том случае, если известны H_{x_0} и φ . Последние по данным одного лишь поперечного годографа преломленных волн не могут быть найдены. Именно поэтому формула (5), как и формула (2), без добавочных данных не может быть использована.

Таким образом, только в случае поперечного профиля, ориентированного вкрест простиранья плоской преломляющей границы, имеется возможность при заданных скоростях определять глубины H в зоне выхода для каждой точки наблюдения.

Глубины, определяемые по формуле (4), будем называть эффективными.

Определение рельефа преломляющей границы в вертикальной плоскости, проходящей через линию профиля, по приведенным формулам при известных данных осуществляется способами, указанными в работе [2]. В этом случае представляется возможным построить разрез границы раздела и при наличии изменения граничной скорости преломляющего слоя вдоль линии поперечного профиля. Построенный разрез

преломляющей границы с учетом сейсмического сноса [1, 3] используется затем для нанесения отметок глубин на карту.

Формулы для определения глубин в зоне выхода можно распространить и на случай многослойных сред. Однако эти формулы громоздки и неудобны при обработке массового материала. В данной работе мы их не приводим, так как на практике вся покрывающая среда обычно характеризуется законом распределения в ней только средних скоростей независимо от того, существуют ли в ней другие тонкие слои с граничными скоростями или нет [3, 6].

Погребенные локальные структуры, выявляемые сейсморазведкой в западных областях Средней Азии, представляют собой вытянутые складки с отношением осей от 2 : 1 до 5 : 1, разведка которых обычно ведется профилями вкост их простирания. Если прямой поперечный профиль при разведке таких структур задан произвольно относительно направления простирания и определение глубин производится по формуле (4), то это вносит погрешность. Поэтому представляет практический интерес оценить точность определений глубин по формуле (4) и, соответственно, формы рельефа границы раздела при несоблюдении допущений, лежащих в ее основе.

Ошибки в определении эффективных глубин преломляющей границы в зоне выхода

При нахождении эффективных глубин по формуле (4) возможны некоторые ошибки [12]: 1) азимутальное отклонение линии профиля относительно направления простирания преломляющей границы; 2) криволинейность границы раздела в зоне промежуточной между пунктом взрыва и линией наблюдения; 3) ошибкой в величине средней скорости в среде, покрывающей преломляющую границу; 4) неправильный отсчет времен преломленных волн на сейсмограммах.

Остановимся на оценке величин ошибок, обусловленных только первыми двумя факторами, считая, что последние два фактора не влияют на точность определений глубин по формуле (4). Это связано с тем, что выбор средних скоростей при определении глубин по формуле (4) производится в каждой точке линии наблюдения с учетом заданной зависимости $v = v(H)$ — изменения средней скорости с глубиной [14]. При регистрации колебаний средней частоты точность отсчета времен не превышает величины 0,002 сек. При таких погрешностях в отсчете времен ошибки в определении глубин ничтожно малы и ими можно пренебречь.

Ошибки в определении эффективных глубин за счет азимутального отклонения линии профиля относительно направления простирания границы раздела. Пусть прямой поперечный профиль расположен произвольно относительно направления простирания плоской наклонной границы раздела и значения эффективных глубин в зоне выхода при заданных величинах скоростей v_1 и v_r в каждой точке линии наблюдения определяются формулой (4).

Время прихода преломленной волны в любую точку x профиля в этом случае определяется формулой:

$$t = (H + H_0) \frac{\cos i}{v_1} + \frac{R}{v_r} \sqrt{1 - A^2 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 (1 - B^2) \pm 2 \frac{x}{R} AB}, \quad (6)$$

где H — глубина преломляющей границы в зоне выхода;

$$A = \sin \varphi \sin \omega_R, B = \sin \varphi \cos \omega_R.$$

Значение времени прихода преломленной волны в точку $x = 0$ определится соотношением:

$$t_0 = (H_{x_0} + H_0) \frac{\cos i}{v_1} + \frac{R}{v_r} \sqrt{1 - A^2}. \quad (7)$$

Подставив значения t и t_0 в формулу (4), будем иметь:

$$H_{\text{эфф}} = H \pm \frac{H_0 - H_{x_0}}{2} + R \operatorname{tg} i \left[\sqrt{1 - A^2 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 (1 - B^2) \pm 2 \frac{x}{R} AB} - \right. \\ \left. - 0,5 \sqrt{1 - A^2} - \sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \varphi + 0,5} \right],$$

или

$$\frac{H_{\text{эфф}}}{H} = 1 \pm \frac{\Delta H}{2H} + \frac{R}{H} \left[\sqrt{1 - A^2 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 (1 - B^2) \pm 2 \frac{x}{R} AB} - 0,5 \sqrt{1 - A^2} - \right. \\ \left. - \sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \varphi + 0,5} \right] \operatorname{tg} i. \quad (8)$$

где

$$\Delta H = \pm (H_0 - H_{x_0}),$$

причем ΔH — разность глубин границы раздела в пункте взрыва и в точке $x = 0$ поперечного профиля; нижний знак соответствует случаю, когда граница раздела падает от пункта взрыва в направлении к линии профиля, верхний знак — обратному случаю.

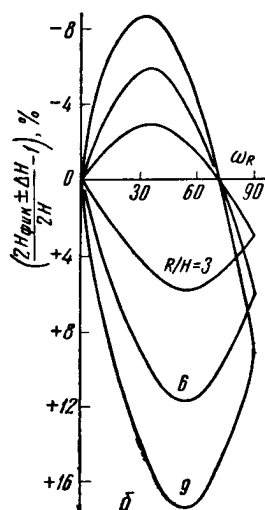
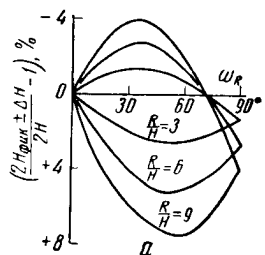
Соотношение (8) позволяет оценить точность определений эффективных глубин по формуле (4) в зависимости от параметров среды и расположения линии наблюдения относительно направления простирания границы раздела. Анализ формулы (8) показывает, что в случае плоской наклонной преломляющей границы отношение $H_{эфф}/H$ при изменении угла ω_R от 0 до 90° изменяется от 1 до

$$\frac{H_{эфф}}{H} = 1 \pm \frac{\Delta H}{2H} + \frac{R}{H} \left[\sqrt{\cos^2 \varphi + \left(\frac{x}{R}\right)^2} - \sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2} - 0,5 (\cos \varphi - 1) \right]$$

и имеет в этом промежутке один максимум.

Отсюда следует, что только при ориентации прямого поперечного профиля вкрест простирания преломляющей границы ($\omega_R = 0$) и при $\Delta H = 0$ (условие горизонтальности границы раздела вдоль линии перпендикуляра) эффективные глубины, определяемые по формуле (4), совпадают со своими действительными значениями, т. е. $H_{эфф} = H$.

В геологических условиях указанное требование выполняется при разведке структурных элементов типа наклонной моноклинали. Во всех других случаях расположения прямого поперечного профиля относительно направления простирания преломляющей границы эффективные глубины, определяемые по формуле (4), не будут совпадать со своими действительными значениями.



Фиг. 1. Зависимость $\left(\frac{\delta h}{H} \pm \frac{\Delta H}{2H}\right)$ при изменении угла ω_R для $\varphi = 10^\circ$ (а) и 15° (б), $v_1/v_r = 0,5$. Параметр кривых R/H

Оценим точность определения глубин по формуле (4) при $\omega_R \neq 0$. Для упрощения оценки точности произведем в точке $x = R$ линии наблюдения. Величину ошибки в указанной точке поперечного профиля представим следующим образом:

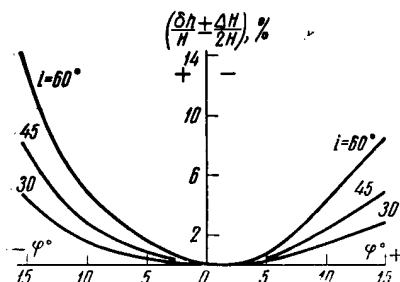
$$\left(\frac{\delta h}{H} \pm \frac{\Delta H}{2H}\right) = \frac{R}{H} [\sqrt{2 - (A \pm B)^2} - \sqrt{1 + \cos^2 \varphi} + 0,5 (1 - \sqrt{1 - A^2})] \operatorname{tg} i, \quad (9)$$

где

$$\frac{\delta h}{H} = \frac{H_{эфф}}{H} - 1.$$

Из фиг. 1, где приведены графики, рассчитанные по формуле (9), видно, что при фиксированном значении угла ω_R и заданном отношении скоростей v_1/v_r ошибка в определении глубины в зоне выхода сейсмического луча тем больше, чем больше угол φ наклона и отношение R/H .

При заданном R отношение R/H уменьшается с увеличением глубины залегания преломляющего слоя. Поэтому при $\omega_R \neq 0$ максимальные ошибки по формуле (4) имеют место в области малых глубин и значительно уменьшаются в области больших глубин. Если угол φ наклона не превышает $10-12^\circ$ и $R/H < 5$, то ошибки при $\omega_R < 30^\circ$ меньше 5%. Величина этой ошибки уменьшается с уменьшением угла наклона и возрастает, когда $v_1/v_r \rightarrow 1$.



Фиг. 2. Зависимость $\left(\frac{\delta h}{H} \pm \frac{\Delta H}{2H}\right)$ от угла φ для $\omega_R = 30^\circ$ и $R/H = 3$. Параметр кривых $i = \arcsin v_1/v_r$

Из фиг. 2, где приведены графики, рассчитанные по формуле (9), видно, что при сравнительно слабой скоростной дифференциации среды ($i > 60^\circ$) глубина преломляющего слоя определяется с ошибкой больше 5% уже при угле $\varphi = 10^\circ$.

Но ошибки в определении глубин по формуле (4) могут достигать значений больших, чем допустимая величина 5%, так как главная часть ошибки вносится величиной ΔH . Оценим порядок величины ошибки в зависимости от ΔH .

Допустим, что $\omega_R = 0$ и $\Delta H \neq 0$.

Тогда, согласно (8), имеем:

$$\frac{\delta h}{H} = 0,5 \frac{\Delta H}{H}. \quad (10)$$

На фиг. 3 приведена палетка, позволяющая оценить погрешность в определении глубин H в зоне выхода в зависимости от величины ΔH . Как видно, при заданном ΔH ошибки тем меньше, чем больше глубина H преломляющего слоя.

Величина ΔH связана с R соотношением:

$$\frac{\Delta H}{R} = \sin \alpha, \quad (11)$$

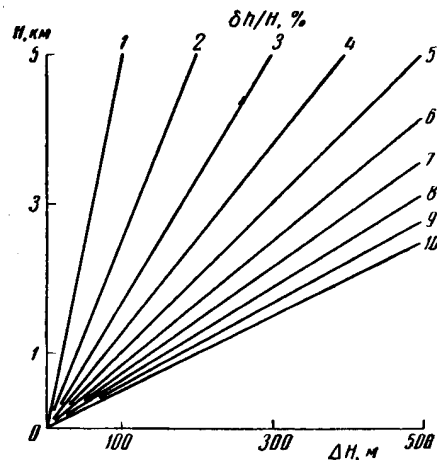
где α — угол наклона в нормальной плоскости, проходящей через линию R .

При разведке локальных структур поперечными профилями величина ΔH может быть различной в зависимости от типа структуры и расположения линии профиля относительно направления ее простираения. В качестве примера рассмотрим структуру Изгант брахиантиклинального типа, которая была выявлена на северном борту центральной части Предкопетдагского предгорного прогиба, соответствующей внешней краевой зоне геосинклинальной области. Простираение структуры субширотное и параллельно общему простираению складчатости Копет-Дага. Углы наклона крыльев структуры по преломляющему горизонту с граничной скоростью $v_r = 3900-4000$ м/сек, залегающие в низах неогена (Карагауданская свита), характеризуются $1^\circ 50'$ для южного крыла и $2^\circ 30'$ — для северного крыла.

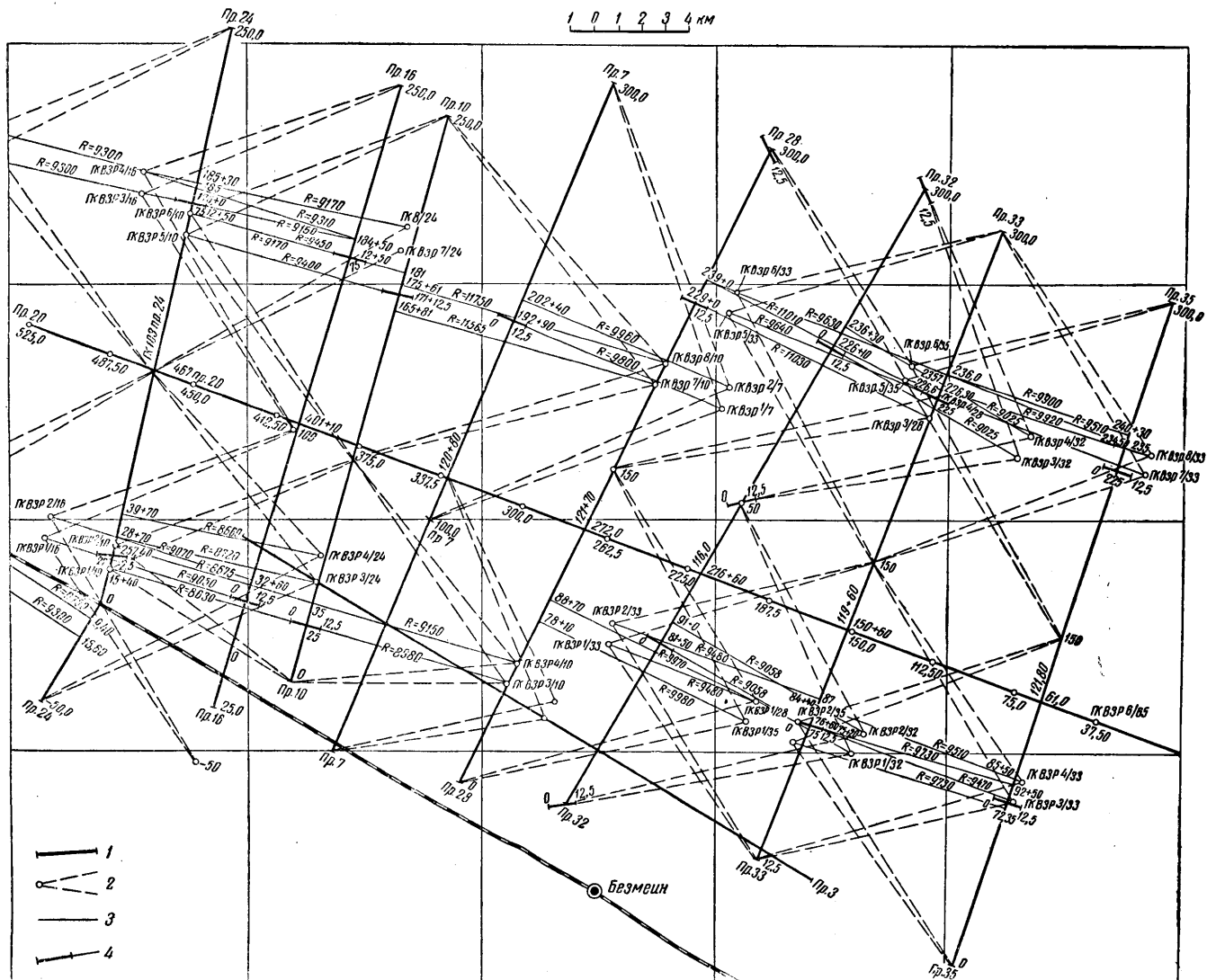
Поперечные профили при разведке этой структуры были ориентированы примерно вкрест ее простираения и пересекались продольными профилями, ориентированными по простираению (фиг. 4). Оптимальное расстояние R изменялось от 8 до 12 км и было выбрано так, чтобы в области первых вступлений регистрировалась волна с граничной скоростью $v_r = 3900-4000$ м/сек.

Глубина залегания преломляющего горизонта от поверхности наблюдения равна 1200—1600 м. Как видно из приведенной структурной схемы (фиг. 5), величина ΔH при указанных расстояниях R не превышает 50 м, отношение $\Delta H/R < 0,005$. Величина абсолютной погрешности δh в определении глубин в этом случае находится в пределах до 20 м. Относительная величина ошибки составит не более 2%, что подтверждается экспериментальными данными, приведенными ниже.

Структуры платформенного типа характеризуются обычно более широким сводом и более пологими углами наклона. Величина ΔH в этом случае весьма мала, и ошибки в определении глубин по формуле (4), как показывает опыт, находятся в пределах

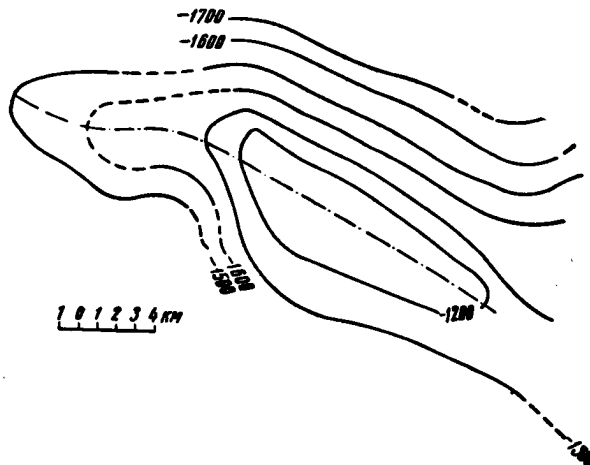


Фиг. 3. Палетка для оценки погрешности эффективных глубин в зависимости от величины ΔH

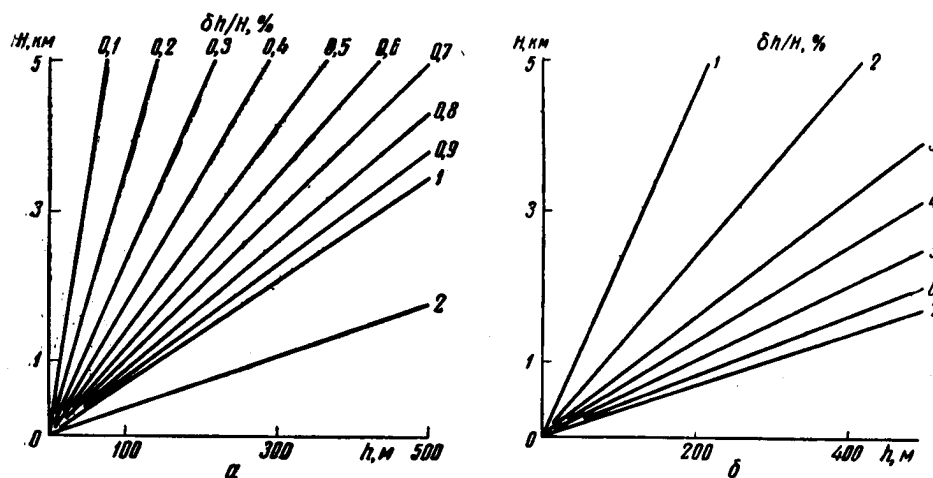


допустимой точности. Очевидно, что величина ΔH при заданном R минимальна лишь в том случае, когда поперечный профиль ориентирован вкrest направлению прости-
рания структуры. Поэтому ориентацию поперечных профилей важно задавать не
произвольно, а с учетом направления простираия.

Фиг. 5. Структурная схема
площади Изгант по прелом-
ляющему горизонту ($v_r =$
 $= 3900-4000$ м/сек), зале-
гающему в нижней части
неогена



Об ошибках в определении эффективных глубин при
наличии криволинейности преломляющей границы. Преломляющая граница может быть криволинейной как в зоне выхода, так и в промежу-
точной между пунктом взрыва и линией наблюдения зоне. Выясним приближенную
оценку погрешности в определении глубин по формуле (4), вызванной криволинейно-
стью преломляющей границы между пунктом взрыва и линией наблюдения.



Фиг. 6. Изолинии относительных ошибок в определении эффективных глубин
в зависимости от высоты h впадины промежуточной зоны.

a — $\psi < 50^\circ$; б — $\psi < 15^\circ$

Наличие последней обусловит также искажение формы поперечного годографа
преломленных волн, эффект которого будет тем больше, чем больше кривизна проме-
жуточной границы. При прохождении изогнутых участков границы в промежуточной
зоне длина пути волны, согласно работе [9], увеличивается на величину Δl . Соответ-
ственно время пробега увеличивается на величину $\Delta t = \Delta l/v_r$ (где Δl — приращение
пути волны, пройденного по дуге, а не по прямой). Эффективные глубины в этом слу-
чае будут завышены на величину Δh :

$$H_{эфф} = \left(t - \frac{t_0}{2} \right) \frac{v_1}{\cos i} + \Delta h - R \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R} \right)^2} \cos^2 \varphi - 0,5 \right) \operatorname{tg} i, \quad (12)$$

где

$$\Delta h = \Delta l \operatorname{tg} i.$$

В работе [9] показано, что при $\psi < 15^\circ \Delta l = 0,18 h$ а при $\psi < 5^\circ \Delta l = 0,05 h$ (ψ — угол наклона крыльев впадины, находящейся в промежуточной зоне; h — ее относительная высота).

В практике сейсморазведочных работ в западной части Средней Азии наиболее часто встречается такое соотношение скоростей, при котором $v_1/v_r \leq 0,8$.

Подставив эти соотношения в формулу (12) для $v_1/v_r = 0,8$, получим:

$$\frac{\delta h}{H} = 0,24 \frac{h}{H} \text{ при } \psi < 15^\circ, \quad (13)$$

$$\frac{\delta h}{H} = 0,07 \frac{h}{H} \text{ при } \psi < 5^\circ. \quad (14)$$

На фиг. 6 приведены изолинии относительных ошибок в определении эффективных глубин, рассчитанные по формулам (13) и (14), в зависимости от высоты h впадины. Как видно, завышения, вызванные криволинейностью преломляющей границы в промежуточной зоне, меньше ошибки, вызванной величиной ΔH . Поэтому при углах ψ , не превышающих 10° , криволинейность промежуточной границы не сказывается на форме поперечного годографа и не вызывает заметных искажений в определении эффективных глубин.

О точности определения рельефа преломляющей границы в зоне выхода

Оценим точность определения рельефа преломляющей границы в зоне выхода, построенной путем вычислений эффективных H по формуле (4). Ограничимся случаем плоской наклонной преломляющей границы и выясним, насколько при этом сохраняется условие линейности границы раздела. В рассматриваемом случае это сведется к доказательству постоянства угла φ наклона границы раздела вдоль линии поперечного профиля. Величину угла $\varphi_{\text{эфф}}$ в любой точке x поперечного профиля можно определить формулой следующего вида:

$$\sin \varphi_{\text{эфф}} = \frac{dH}{dx}. \quad (15)$$

Допустим, что прямой поперечный профиль расположен произвольно относительно направления простирания границы раздела. Дифференцируя формулу (4) по x , получим:

$$\sin \varphi_{\text{эфф}} = \left\{ \frac{\frac{x}{R} \mp \left(A \pm \frac{x}{R} B \right) B}{\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R} \right)^2 - \left(A \pm \frac{x}{R} B \right)^2}} - \frac{\frac{x}{R} \cos^2 \varphi}{\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R} \right)^2 \cos^2 \varphi}} \right\} \operatorname{tg} i \pm B. \quad (16)$$

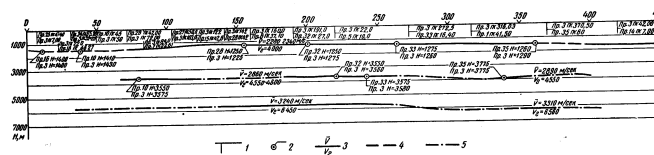
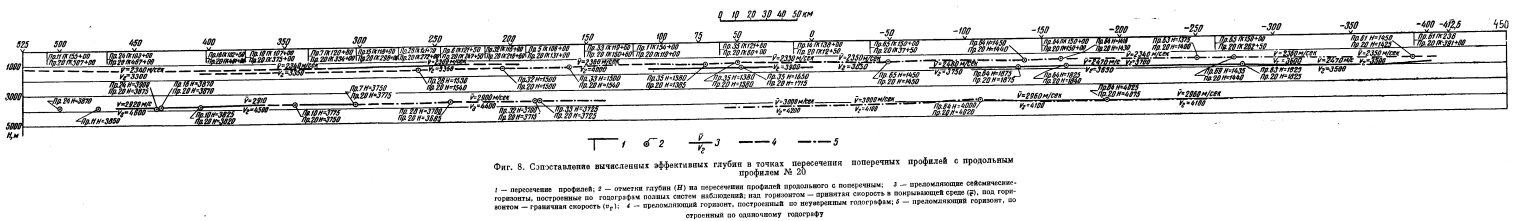
Если линия профиля ориентирована вкrest простирания границы раздела ($\omega_R = 0$), то в любой точке прямого поперечного профиля $\varphi_{\text{эфф}} = \varphi$.

Отсюда следует, что при любой длине поперечного профиля угол наклона преломляющей границы в этом случае не изменяется. Тем самым исключается искажение в плоской форме границы раздела. Изменения величины угла $\varphi_{\text{эфф}}$ вдоль линии наблюдения при $\omega_R \neq 0$ приведены в таблице ($\varphi_{\text{эфф}}$ вычислены по формуле (16) при $\varphi = 10^\circ$, $\omega_R = 30^\circ$, $v_1/v_r = 0,5$).

$+x/R$	$\varphi_{\text{эфф}}$	$-x/R$	$\varphi_{\text{эфф}}$	$+x/R$	$\varphi_{\text{эфф}}$	$-x/R$	$\varphi_{\text{эфф}}$
0,1	8°20'	0,1	8°20'	0,7	8°30'	0,7	8°20'
0,5	8 30	0,5	8 20	1	8 30	1	8 20

Из таблицы видно, что искажение в плоской форме границы раздела в пределах длины линии поперечного профиля настолько мало, что практически форма границы раздела не искажается. В плоскости линии наблюдения изменяется лишь величина угла $\varphi_{\text{эфф}}$, что при $\omega_R \leq 30^\circ$ находится в пределах точности определения углов наклона, допускаемых в практике сейсморазведочных работ. Разность $\varphi - \varphi_{\text{эфф}}$ при $\omega_R > 30^\circ$ возрастает. Точность определения угла наклона согласно (16) начинает понижаться при значениях $v_1/v_r > 0,8$ [8].

Таким образом, азимутальное отклонение линии поперечного профиля относительно направления простирания преломляющей границы не вносит сколько-нибудь заметных искажений в плоскую форму границы раздела. Анализ формулы (15) пока-



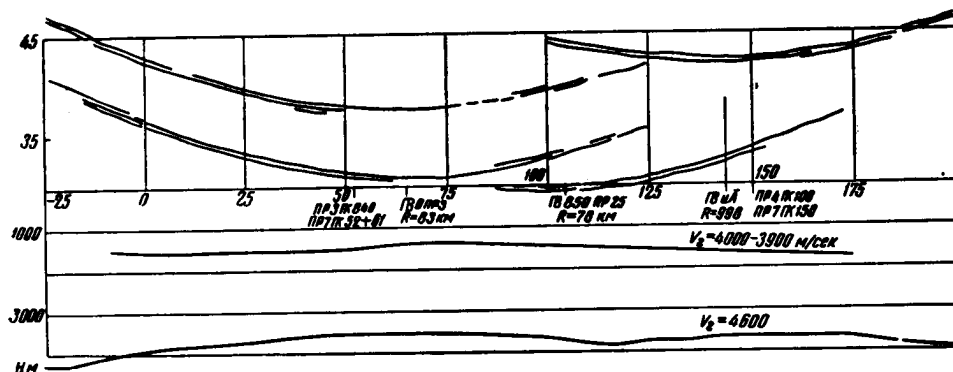
зывает, что наличие $\Delta H \neq 0$ вдоль линии перпендикуляра и изогнутость границы раздела при сравнительно малых углах наклона впадины промежуточной зоны не вносят искажений в форму границы раздела в зоне выхода. Следовательно, криволинейная форма построенного разреза по поперечному годографу преломленных волн обусловлена характером рельефа преломляющей границы в зоне выхода сейсмических лучей.

Примеры экспериментальных данных

Приведем примеры определения эффективных глубин и рельефа преломляющей границы по наблюдаемым поперечным годографам преломленных волн при разведке Изгантской структуры.

При выборе направления ориентации поперечных профилей принимались во внимание следующие факторы: а) простираение основной складчатости данного района; б) характер гравитационного поля.

Последний вытекает из установленной для многих районов западной части Средней Азии определенной закономерности в простираении мезопалеозойских структур с планом гравитационного поля [10]. В соответствии с этим поперечные профили располагались вкrest направлению простираения основной Копетдагской складчатости и перпендикулярно основному направлению изомал силы тяжести. Наблюдения на поперечных профилях проводились по системе нагоняющих годографов [11].



Фиг. 7. Наблюдаемые годографы и разрезы преломляющих границ, построенные с помощью формулы (4), по поперечному профилю № 7

На фиг. 7 приведены годографы и разрезы преломляющих границ по поперечному профилю № 7, построенные с помощью формулы (4), с учетом закона $\bar{v} = \bar{v}(H)$, наблюдаемого в районе Изгантской структуры. Как видно, на сейсмических разрезах довольно четко вырисовывается антиклинальный перегиб с амплитудой порядка 300—400 м по преломляющему горизонту ($v_g = 3900$ — 4000 м/сек). Примерно таков же порядок амплитуды антиклинального перегиба и по более глубокому преломляющему горизонту ($v_g = 4600$ м/сек).

На фиг. 8, 9 приведены результаты сопоставления вычисленных глубин с продольными профилями. Несовпадение глубин лежит в пределах допустимой точности, что согласуется с результатами теоретических расчетов.

Выводы

1. Приведены формулы, позволяющие по одиночным поперечным годографам преломленных волн определять глубину преломляющей границы в зоне выхода для каждой точки профиля.

2. Показано, что только в случае прямого поперечного профиля, ориентированного вкrest направлению простираения преломляющей границы ($\omega_R = 0$) и при условии горизонтальности границы раздела вдоль линии перпендикуляра ($\Delta H = 0$) одиночный поперечный годограф преломленных волн при заданных величинах скоростей v_1 и v_g дает возможность определить глубины в каждой точке линии наблюдения. В реальных условиях эти требования с достаточной степенью точности удовлетворяются при разведке структурных элементов типа наклонной моноклинали.

3. Во всех других случаях расположения прямого поперечного профиля и, в частности, при $\Delta H \neq 0$ для определения эффективных глубин по одиночным поперечным годографам преломленных волн, помимо значений скоростей v_1 и v_g , необходимы добавочные данные (H_x , φ , ω_R).

При известных данных по приведенным формулам возможно построить рельеф границы раздела и в том случае, когда граничная скорость v_r преломляющего слоя изменяется вдоль линии поперечного профиля.

4. В случае наклонных границ раздела с углами наклона $\varphi < 15^\circ$ ошибки в определении эффективных глубин по формуле (4) за счет азимутального отклонения линии профиля (при $H > 1000 \text{ м}$, $\Delta H < 100 \text{ м}$, $\frac{R}{H} < 5\%$, $\omega_R < 30^\circ$) и криволинейности границы раздела в промежуточной между пунктом взрыва и линией наблюдения зоне (при углах наклона впадин или поднятий, не превышающих 10°) меньше 5%. Величина этой ошибки уменьшается с уменьшением угла наклона границы раздела и возрастает при $\frac{v_1}{v_r} > 0,8$.

Главная часть ошибки вносится величиной ΔH . При $\Delta H \neq 0$ точность определенных эффективных глубин возрастает с увеличением глубины залегания преломляющего слоя. При разведке пологих структур поперечными профилями, заданными примерно вкост их простирания, величина ΔH весьма мала и, как показывает опыт работ, не вносит большой ошибки в вычисления глубин по формуле (4).

5. При $\Delta H \neq 0$ и криволинейности границы раздела в промежуточной зоне (при $\varphi \leq 10^\circ$) рельеф преломляющей границы в зоне выхода, определенный путем вычисления эффективных глубин, практически не искажается. Наличие азимутального отклонения линии профиля относительно направления простирания вносит искажения в плоскости линии наблюдения лишь в величину угла φ наклона. Однако при $\omega_R < 30^\circ$ это искажение находится в пределах точности.

Таким образом, если разрез, построенный по поперечному годографу преломленных волн, характеризуется криволинейной формой, то это объясняется характером рельефа преломляющей границы в зоне выхода сейсмических лучей. Экспериментальные данные, полученные при производственных работах, находятся в согласии с результатами теоретических расчетов.

Геофизическая экспедиция № 2
Управления геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступила
26.IX 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзон И. С. Интерпретация поперечных годографов преломленных волн. Тр. Ин-та теор. геофиз. АН СССР, 2, вып. 2, 1947.
2. Берзон И. С. Пространственная задача интерпретации годографов преломленных волн. Тр. Ин-та теор. геофиз. АН СССР, 2, вып. 2, 1947.
3. Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Епинатьева А. М., Пасечник И. П., Косминская И. П., Карус Е. В. Корреляционный метод преломленных волн. Изд. АН СССР, 1952.
4. Епинатьева А. М. Некоторые вопросы интерпретации поперечных годографов преломленных волн при наличии вертикальных границ раздела. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1953.
5. Гурвич И. И. О применении непродольных профилей в методе преломленных волн. Прикл. геофиз., вып. 16, 1957.
6. Ризниченко Ю. В. Геометрическая сейсмика слоистых сред. Изд. АН СССР, 1946.
7. Ризниченко Ю. В. К теории сейсмических годографов. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3, 1939.
8. Раджабов М. М. О некоторых особенностях поперечных годографов преломленных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1959.
9. Федотов С. А. О кинематических и динамических особенностях сейсмических волн, преломленных на криволинейных границах. Диссертация. Ин-т физики Земли АН СССР, 1958.
10. Гордин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами. Диссертация. М., 1959.
11. Раджабов М. М. Определение граничных скоростей по поперечным годографам преломленных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1958.
12. Раджабов М. М. Интерпретация годографов неполных систем в корреляционном методе преломленных волн. Диссертация. Ин-т физики Земли АН СССР, 1959.
13. Гордин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркмении. Сов. геология, № 1, 1958.
14. Раджабов М. М. Выбор средних скоростей при определении эффективных глубин по одиночным поперечным годографам преломленных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1960.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

М. М. РАДЖАБОВ

ВЫБОР СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЭФФЕКТИВНЫХ ГЛУБИН ПО ОДИНОЧНЫМ ПОПЕРЕЧНЫМ ГОДОГРАФАМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Возможность определения рельефа границы раздела по одиночным поперечным годографам преломленных волн путем вычисления глубин H в зоне выхода рассматривалась в работе [1].

Формула для определения эффективных глубин при заданных значениях скоростей в покрывающей толще v_1 и в преломляющем слое v_r , полученная в указанной работе, имеет следующий вид:

$$H_{эфф} = \frac{v_1}{\cos i} \left[\left(t - \frac{t_0}{2} \right) - \frac{R}{v_r} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R} \right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{v_1}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0} \right)} - 0,5 \right) \right], \quad (1)$$

где t — время прихода преломленной волны в точку x линии наблюдения; t_0 — время прихода волны в точку $x = 0$ — проекции пункта взрыва на линию профиля; dt_0/dx_0 — величина, равная угловому коэффициенту касательной к поперечному годографу преломленных волн, проведенная в точке проекции пункта взрыва; R — расстояние перпендикулярно; $i = \arcsin \frac{v_1}{v_r}$ — предельный угол.

Формула (1) строго справедлива в случае прямого поперечного профиля, ориентированного вкрест направлению простирания плоской наклонной преломляющей границы ($\omega_R = 0$).

При произвольном расположении линии профиля относительно направления простирания границы раздела ($\omega_R \neq 0$) значения эффективных глубин по формуле (1) определяются с погрешностью. Главная часть ошибки в этом случае вносится величиной ΔH , которая является разностью глубин границы раздела под пунктом взрыва и в точке $x = 0$ поперечного профиля.

В работе [1] показано, что при $\omega_R < 30^\circ$, $\varphi < 15^\circ$, $\frac{v_1}{v_r} \leq 0,8$, $\frac{R}{H} < 5$, $H > 1000$ м и $\Delta H < 100$ м ошибки в определении эффективных глубин по формуле (1) находятся в пределах допустимой точности ($\frac{\delta h}{H} < 5\%$).

При разведке локальных структур платформенного типа поперечными профилями, заданными примерно вкрест их простирания, величина ΔH весьма мала и, как показывает опыт работ, не вносит большой ошибки в вычисление эффективных глубин. При $\Delta H \neq 0$ и наличии криволинейности границы раздела в промежуточной зоне между пунктом взрыва и линией наблюдения, при углах впадин или поднятий, не превышающих 10° , рельеф преломляющей границы в зоне выхода, определяемый путем вычисления эффективных глубин, практически не искажается.

В настоящей статье рассматривается вопрос о выборе средних скоростей при определении эффективных глубин по формуле (1). Предполагается, что закон изменения средней скорости с глубиной задан.

О способах выбора средних скоростей при интерпретации поперечных годографов преломленных волн

Вопрос о выборе средних скоростей при интерпретации поперечных годографов преломленных волн в случае заданной зависимости $\bar{v} = \bar{v}(H)$ рассмотрен в работах [2, 3].

В работе [2] этот вопрос рассмотрен применительно к способу, основанному на исключении теоретически рассчитанного годографа, который позволяет учитывать изменение средней скорости \bar{v} вдоль линии профиля при условии, если известна глубина H до преломляющего слоя в одной из точек поперечного профиля. В тех случаях, когда наблюдения проводятся по изолированным поперечным профилям и когда граничная скорость преломляющего слоя изменяется вдоль линии профиля, этот способ неприменим. Поэтому в работе [3] был предложен другой способ выбора средней скорости \bar{v} , который не требует знания глубины H до преломляющей границы в одной из точек

поперечного профиля. Однако недостатком способа является то, что он позволяет учитывать изменения скорости \bar{v} не вдоль линии поперечного профиля, а лишь в одной точке $x=0$ — проекции пункта взрыва на профиль, которая затем распространяется на все остальные точки линии наблюдения. При разведке структурных элементов типа наклонной моноклинальной или структур брахиклинали типа поперечными профилями, заданными примерно вкост их простирания, указанный способ дает погрешность.

Описываемый ниже способ свободен от этого ограничения и позволяет при известном законе изменения средней скорости с глубиной определять скорость \bar{v} в каждой точке наблюдения поперечного профиля.

Определение эффективных глубин по одиночным поперечным годографам преломленных волн в случае изменения средней скорости с глубиной

Если в данном районе известен закон изменения средней скорости \bar{v} с глубиной H (по вертикали) — $\bar{v} = \bar{v}(H)$, который может быть установлен на основании сейсмокаротажа, по данным метода отраженных волн или обработки продольных годографов преломленных волн, то определение эффективных глубин в каждой точке наблюдения поперечного профиля с учетом этого закона производится следующим образом.

Время t на годографе поперечного профиля, заданного вкост простирания границы раздела, связано с глубиной до преломляющего слоя в зоне выхода согласно (1) соотношением:

$$t = \frac{H \cos i}{\bar{v}} + \frac{R}{v_r} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{\bar{v}}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}\right)} - 0,5 \right] + \frac{t_0}{2}. \quad (2)$$

Задача состоит в отыскании по значению времени t на годографе поперечного профиля любой конечной длины соответствующей ему величины средней скорости \bar{v} и глубины H в зоне выхода.

Решение этой задачи, следуя Ю. В. Ризниченко [2], можно провести так. Введем обозначение

$$T = t - \left[\frac{t_0}{2} + \frac{R}{v_r} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{\bar{v}}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}\right)} - 0,5 \right) \right]. \quad (3)$$

Тогда соотношение (1) примет вид:

$$T = \frac{H \cos i}{\bar{v}}. \quad (4)$$

Формула (4) позволяет просто решить задачу определения средних скоростей и глубин по временам t поперечного годографа преломленных волн.

Задаваясь определенными значениями $H = H(\bar{v})$, мы вычисляем соответствующее значение T для заданной величины граничной скорости v_r по формуле (4) и строим график зависимости

$$T = T(H); \quad H = H(\bar{v}). \quad (5)$$

Этот график и будет служить номограммой для отыскания средних скоростей \bar{v} и глубин H по наблюдаемым временам t прихода преломленных волн в любую точку x прямого поперечного профиля.

Значения средней скорости и глубины по номограмме определяются следующим образом. С поперечного годографа через равные промежутки снимается наблюдаемое время t , которое приводится к времени T по формуле (3). Далее по значениям T и v_r номограммы находим \bar{v} и H .

В формуле (3) под радикал входит величина угла наклона φ :

$$\varphi = \arcsin \frac{\bar{v}}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}, \quad (6)$$

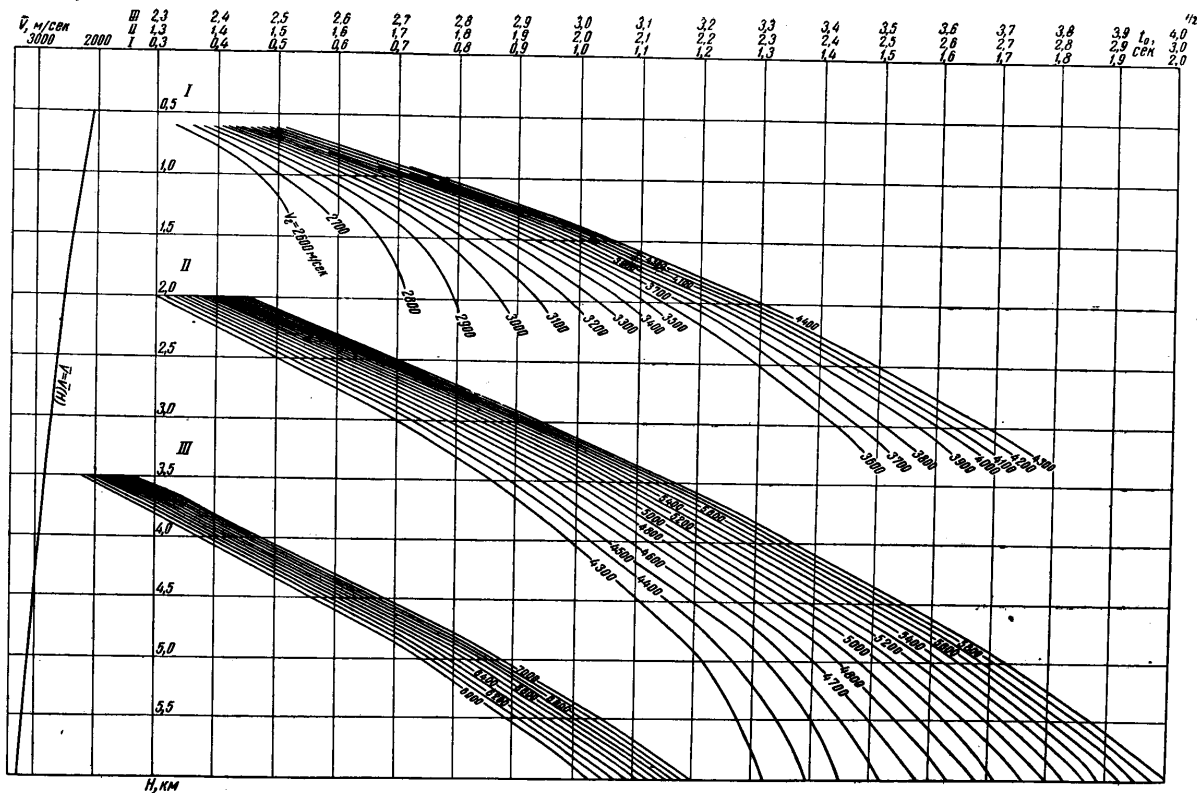
которая определяется согласно [4,5]. Значение средней скорости \bar{v} , входящее в величину φ , находим из (3) при $x = 0$, которое принимает следующий вид:

$$T = \frac{t_0 - \frac{R}{v_r}}{2}. \quad (7)$$

Определение средних скоростей \bar{v} и глубин H удобнее начать с нахождения величины средней скорости в точке $x = 0$ поперечного профиля, затем определить величину угла φ и вычислить значение времени T по формуле (3).

Если имеется номограмма вида (5) для интерпретации продольных годографов преломленных волн разностным способом t_0 , вычисленная и построенная с учетом су-

7 Серия геофизическая, № 6



Фиг. 1. Номограмма, используемая для определения эффективных глубин по одиночным поперечным годографам в случае изменения средней скорости с глубиной

ществующего для данного района закона изменения средней скорости с глубиной, то ее можно использовать и для определения средних скоростей и глубин по временам t поперечных годографов преломленных волн.

Пример такой номограммы, рассчитанной по способу [2] для $\bar{v} = \bar{v}(H)$, наблюдаемой в центральной части Предкопетдагского предгорного прогиба, приведен на фиг. 1. Для удобства вертикальная ось на фиг. 1 сделана трехшпальной. Значение T , определяемое по формуле (3), в этом случае следует удвоить и отсчитывать его по оси $t_{0\text{ прод}}$. Тогда величина средней скорости \bar{v} и глубины H , согласно фиг. 1, определится по данным значений $2T$ и v_r .

Определив глубины, разрез преломляющей границы можно строить известными способами [2, 4].

При несоблюдении условия горизонтальности границы раздела вдоль линии перпендикуляра ($\Delta H \neq 0$) применение формулы (1), а следовательно, и (3), приводит к искажению определяемой величины H , эффект которого тем больше, чем больше величина ΔH и чем меньше глубина залегания преломляющего слоя. Для исключения этой ошибки можно воспользоваться формулой [1]:

$$H = (t - t_0) \frac{v_1}{\cos i} - R \operatorname{tg} i \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{\bar{v}}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}\right)} - 1 \right] + H_{x_0}. \quad (8)$$

Определение глубин в зоне выхода по формуле (8), когда скорость в среде, покрывающей преломляющую границу, является заданной функцией глубины, аналогично разобранным случаям. Отличие состоит в том, что в этом случае наблюдаемое время t приводится к времени T по формуле:

$$T = t - \left[t_0 - t_k - \frac{R}{v_r} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2 \cos^2 \left(\arcsin \frac{\bar{v}}{\cos i} \frac{dt_0}{dx_0}\right)} - 1 \right) \right], \quad (9)$$

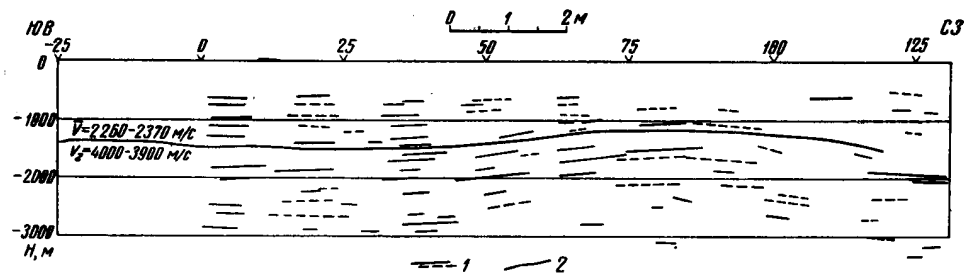
где

$$t_k = \frac{H_{x_0} \cos i}{v}. \quad (10)$$

Здесь H_{x_0} — глубина преломляющей границы в точке $x = 0$ поперечного профиля, которая практически определяется в месте пересечения поперечного профиля с продольным.

Примеры экспериментальных данных

Примеры определения рельефа преломляющих границ путем вычисления эффективных глубин по наблюдаемым поперечным годографам преломленных волн были приведены в работе [1]. Разрезы по годографам поперечного профиля в [1] строились с учетом изменения средней скорости с глубиной (фиг. 1) с помощью формулы (3). Ниже приведены экспериментальные материалы, иллюстрирующие характер соответствия форм преломляющих горизонтов данным метода отраженных волн (МОВ).



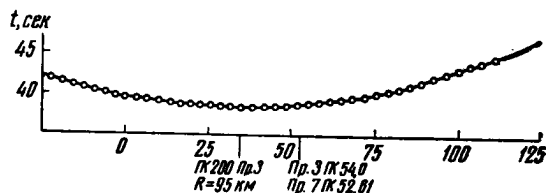
Фиг. 2. Сопоставление разрезов по данным МОВ и поперечного профиля № 7 (ПВ восток)

1 — отражающие площадки по профилю МОВ № 7; 2 — сейсмический разрез по данным поперечного профиля № 7 (ПВ на востоке)

Характерной чертой данных метода отраженных волн в пределах исследованной площади является отсутствие опорных отражений, которые могли бы быть отнесены к определенному стратиграфическому горизонту.

Поэтому МОВ позволяет фиксировать геометрию контактов литологически разнородных слоев, и приходится ограничиваться условными горизонтами, которые дают

общее представление о характере формы залегания слоев. Ввиду этого при сопоставлении разрезов, построенных по данным поперечных годографов, с данными МОВ судить об их достоверности можно лишь на основании того, насколько первые совпадают по своей форме с условными горизонтами, приведенными по отражающим площадкам (фиг. 2).



Фиг. 3. Наблюдаемый годограф преломленных волн ($v_r = 3300-4000$ м/сек) по поперечному профилю № 7 (Предкопетдагский прогиб, район Изгант)

Из фиг. 2 следует, что совпадение формы отражающих площадок с рельефом преломляющей границы ($v_r = 3900-4000$ м/сек) вполне удовлетворительное. Наблюдаемый поперечный годограф преломленных волн с указанной граничной скоростью на профиле № 7 приведен на фиг. 3.

Выводы

1. На основе зависимости $\bar{v} = \bar{v}(H)$ описан способ определения эффективных глубин в зоне выхода по одиночным поперечным годографам преломленных волн в случае изменения средней скорости с глубиной.
2. Показано, что номограммы вида

$$t_{0\text{прел}} = t_{0\text{прел}}(H) \text{ и } \bar{v} = \bar{v}(H)$$

для интерпретации продольных годографов преломленных волн разностным способом t_0 можно использовать и для определения эффективных глубин по поперечным годографам преломленных волн.

3. Способ был широко опробован при интерпретации данных, полученных при работах по корреляционному методу преломленных волн на поперечных профилях в западных районах Средней Азии.

Сейсмические разрезы, построенные путем вычисления эффективных глубин с учетом заданной зависимости $\bar{v} = \bar{v}(H)$, достаточно хорошо согласуются с разрезами, полученными по данным метода отраженных волн и по данным бурения.

Геофизическая экспедиция № 2
Управления геологии и охраны недр
при Совете Министров Туркменской ССР

Поступила
26.IX.1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Раджабов М. М., Аграновский Л. Е. Определение глубин и рельефа преломляющей границы по одиночным поперечным годографам преломленных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1960.
2. Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон И. С., Епипатьева А. М., Пасечник И. П., Косминская И. П., Карус Е. В. Корреляционный метод преломленных волн. Изд. АН СССР, 1952.
3. Стародубровская С. П. Выбор средней скорости при построении границ раздела по поперечным годографам преломленных волн. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 35 (162), 1956.
4. Берзон И. С. Интерпретация поперечных годографов преломленных волн. Тр. Ин-та теор. геофиз. АН СССР, 11, вып. 2, 1947.
5. Раджабов М. М. О некоторых особенностях поперечных годографов преломленных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1959.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Т. И. ЛИНЬКОВА

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
ДЕВОНА СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Палеомагнитные исследования осадочных горных пород девонской системы представляют значительный интерес в связи с тем, что, во-первых, эта система является наименее изученной и, во-вторых, до сих пор окончательно не решен вопрос о существовании обращений поля в эту эпоху.

В настоящей работе исследована северо-западная часть Русской платформы, в частности верхний девон, начиная с фаменского яруса и кончая подснетогорским горизонтом франского яруса, а также средний девон, представленный пярнуским горизонтом.

Исследования девона проводились на разрезах, возраст которых был уверенно установлен по геологическим данным.

Всего исследовалось 64 естественных обнажения, из которых было отобрано 650 ориентированных образцов. Отбор образцов проводился в основном вдоль русел рек Сясь, Мста, Ловать, Гауя, Псижа, Перехода, Коложка, Лининка. Координаты места взятия образцов следующие: район реки Сясь $\lambda = 33^\circ$ в. д., $\varphi = 60^\circ$ с. ш.; район рек Мста, Мда, Лининка $\lambda = 33^\circ$ в. д., $\varphi = 59^\circ$ с. ш.; район рек Ловать, Псижа, Перехода $\lambda = 34^\circ$ в. д., $\varphi = 57^\circ$ с. ш.

Образцы имели правильную кубическую форму, размер 5×5 см и отбирались в основном из красноцветных и пестроцветных осадочных толщ. Из каждого штупа изготовлялось несколько кубиков, но не меньше двух. Интервалы, через которые брались образцы, были для разных отложений разными, в среднем от 3 до 10 м. Почти в каждом обнажении брались образцы по простиранию. Литологически собранная коллекция представлена красно-коричневыми, лиловыми, фиолетовыми, голубовато-зелеными глинами и песчаниками. Залегание слоев в разрезах было в большинстве случаев горизонтальным.

Измерения остаточной намагниченности проводились на астатическом магнитометре конструкции Б. М. Яновского и Е. Т. Чернышева с ценой деления $0,1 \gamma$ на миллиметр шкалы, установленном на Кавголовской опытно-методической станции.

Величина естественной остаточной намагниченности колебалась в пределах $(0,3 - 17,3) \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, магнитная восприимчивость была порядка 10^{-6} ед. CGSM. Образцы, взятые из каждого отдельного штупа, измерялись несколько раз, что дало возможность вычислить среднюю квадратичную погрешность отдельного измерения.

В результате измерений установлено, что часть собранных образцов (около 30%) оказалась настолько слабомагнитной, что величина естественной остаточной намагниченности не превышала погрешности измерений, в связи с чем она не принималась во внимание при дальнейшей обработке.

Остальные образцы в соответствии с возрастом пород были разбиты на три группы: 1) самая древняя — средняя часть франского яруса (образцы с р. Сясь), 2) верхняя часть франского яруса (образцы с рек Ловать, Псижа, Перехода, Коложка), 3) фаменский ярус (образцы с рек Мста, Мда, Лининка).

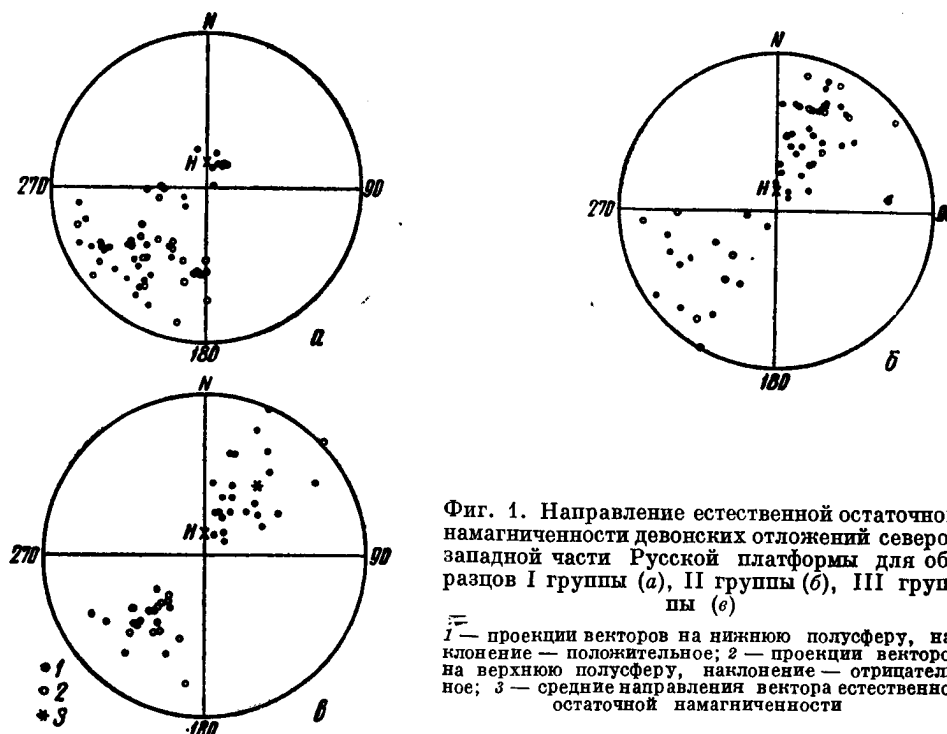
С целью проверки около 200 образцов были измерены повторно (примерно через месяц) другим наблюдателем. Полученные результаты хорошо согласуются со средними значениями склонения и наклонения, полученными при первом ($D = 222^\circ$, $I = -18$) и втором ($D = 219^\circ$, $I = -14$) измерениях.

Распределение вектора естественной остаточной намагниченности I_n представлено в стереографических проекциях на фиг. 1. Фиг. 1, а показывает, что первая группа образцов намагничена обратно. Во второй и третьей группах имеют место как прямо, так и обратно намагниченные породы (фиг. 1, б, в).

Из стереограмм видно, что области, занятые точками, вытянуты в направлении с юго-запада на северо-восток и включают направление современного поля. Такое распределение наводит на мысль, что в этих породах присутствуют две составляющие естественной остаточной намагниченности — I_n^0 , I_n^h , одна из которых — I_n^h совпадает по направлению с современным земным магнитным полем, а другая представляет собой первичную намагниченность, являющуюся предметом изучения. Таким образом, точки, расположенные вблизи положения современного геомагнитного поля (точка H на стереограммах), отвечают образцам, не сохранившим первоначальное направление I_n , т. е. полностью перемагниченным современным полем. В данном случае к ним относятся образцы, имеющие вторичную окраску и литологически резко отличающиеся от основной массы, главным образом — розовый мергель.

Для того чтобы избавиться от искажающего влияния современного поля, такие точки были отброшены. Правомерность этой операции может быть подтверждена оценкой стабильности вектора естественной остаточной намагниченности.

Известны три полевых метода определения стабильности: метод «галек», метод «выравнивания» (метод Гроема) и метод плоскостей перемагничивания (метод А. Н. Храмова [1]).



Фиг. 1. Направление естественной остаточной намагниченности девонских отложений северо-западной части Русской платформы для образцов I группы (а), II группы (б), III группы (в)

1 — проекции векторов на нижнюю полусферу, наклонение — положительное; 2 — проекции векторов на верхнюю полусферу, наклонение — отрицательное; 3 — средние направления вектора естественной остаточной намагниченности

В связи с тем, что осадочные горные породы девона залегают в основном спокойно, а отобранные гальки практически оказались немагнитными, был использован метод плоскостей перемагничивания. Были взяты породы одного и того же возраста, но из разрезов с горизонтальным и наклонным залеганием слоев. Естественная остаточная намагниченность определялась для двух этих серий образцов. Каждая пара векторов I_n и H (направление современного земного поля) в системе координат, связанной с I -ластом, задают в пространстве плоскость, в которой находится вектор первичной намагниченности, т. е. вектор, соответствующий магнитному полю эпохи образования осадка. Для разновозрастных пород этот вектор первоначальной намагниченности должен быть одинаковым, и линия пересечения плоскостей перемагничивания дает направление первичной намагниченности.

Точка пересечения плоскостей перемагничивания имела координаты $D = 222$, $I = -10$, что очень близко к среднему значению D и I , полученному из измерений. Мера стабильности S направления естественной остаточной намагниченности, определяемая А. Н. Храмовым [2] как

$$S = \frac{I_n^0}{I_n^0 + I_n^h},$$

для этих образцов оказалась равной единице.

Таким образом, образцы первой группы оказались полностью стабильными.

Для образцов второй и третьей групп учет частичной нестабильности естественной остаточной намагниченности проводился по методу Крива [3], который, как известно, рекомендует для случая прямо и обратно намагниченных пород определять склонение и наклонение, как средние из прямо и обратно намагниченных образцов, поворачивая при этом вектор обратно намагниченных образцов на 180° . Вторая группа образцов оказалась частично нестабильной, поэтому для нее был вычислен один средний полюс. Для третьей группы образцов учет частичной нестабильности методом Крива показал, что она полностью стабильна и для нее были вычислены отдельно полюсы для прямо и обратно намагниченных пород.

Средние значения склонения и наклонения по трем группам образцов представлены в табл. 1.

После вычисления средних значений склонения и наклонения исследовалось их согласие количественным методом Фишера [4] и определялся радиус круга доверия α для каждой группы.

Таблица 1

Группа	Направление намагниченности	Среднее значение склонения, град.	Среднее значение наклонения, град.	α°
I	R	221	-16	10
II	N и R*	34	+10	10
III	R	221	-12	14
	N	38	+33	11

* Среднее для прямо и обратно намагниченных образцов.

Положение геомагнитного полюса, полученное по этим данным с учетом географических координат места отбора образцов, представлено в табл. 2, отдельно для прямо (*N*) и обратно (*R*) намагниченных образцов. Следует отметить, что для девона прямо намагниченные породы наблюдались впервые, по времени они относятся к верхнему девону — к фаменскому и верхней части франского ярусов.

Таблица 2

Группа	Направление намагниченности	Δ° в. д.	Φ° с. ш.	α°
I	R	159	28	10
III	R	158	27	14
III	N	158	40	11
II	N и R	164	31	10

Таблица 3

Данные	Направление намагниченности	Δ° в. д.	Φ° с. ш.	α°
Ранкорна [5]	R	155	45	—
Ирвинга [5]	R	156	34	10
Крира [3,5]	R	159	30	5
Настоящей работы	R	158	28	8

Как видно из табл. 2, координаты магнитного полюса по прямо и обратно намагниченным породам имеют близкие значения. Видимо, этот факт не является случайным, а тем или иным образом связан с природой *N* и *R* намагниченных образцов.

Сопоставление результатов настоящей работы с результатами других авторов в [5], приведено в табл. 3. Получено хорошее совпадение координат северного магнитного полюса по этим данным.

Выводы

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Породы среднего палеозоя имеют как прямую, так и обратную намагниченность.
2. Координаты северного магнитного полюса, найденные для *N* и *R* образцов, дают близкие между собой значения.
3. Совпадение координат полюса данной работы с результатами других авторов, полученное в разное время и для довольно удаленных друг от друга районов, говорит о надежности европейских палеомагнитных данных.

Ленинградский государственный университет
им. А. А. Жданова

Поступила
28.XII 1959

ЛИТЕРАТУРА

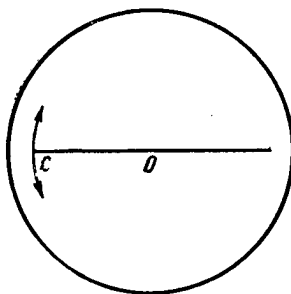
1. Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Гостехиздат, Л., 1958.
2. Храмов А. Н., Петрова Г. Н., Комаров А. Г., Кочегура В. В. Методика палеомагнитных исследований. Гостехиздат, Л., 1960.
3. Creer. The remanent magnetization of unstable Keuper Marls. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 250, No 974, 1957.
4. Fisher R. A. Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. London, A 217, 1953.
5. Creer, Irving, Nairn, Runcorn. Palaeomagnetic results from different continents and their relation to the problem of continental drift. Ann. Geophys., 14, No. 4, 1958.

П. Ф. ШАКУРОВ

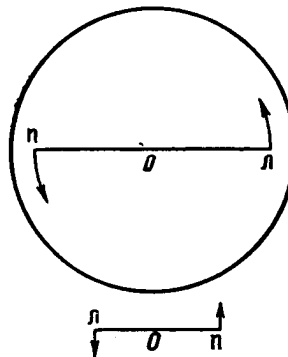
**НАПРАВЛЕНИЕ ВРАЩЕНИЯ ОБЪЕКТА, НАБЛЮДАЕМОГО ЧЕРЕЗ
ОБОРАЧИВАЮЩУЮ ОПТИЧЕСКУЮ СИСТЕМУ***

Известно, что, рассматривая какой-либо объект, движущийся справа налево, через оборачивающую оптическую систему, например через микроскоп или астрономическую трубу, наблюдатель увидит его перемещающимся слева направо.

Вообще всякое поступательное движение объекта, видимое невооруженным глазом, при рассматривании его через оборачивающую оптическую систему наблюдается как движение в противоположном направлении.



Фиг. 1



Фиг. 2

Если перед оборачивающей оптической системой поместить вращающийся объект, то можно ожидать, что элементарное поступательное перемещение любой точки с объекта, вращающегося вокруг точки O (фиг. 1), согласно высказанному положению, будет наблюдаться как обратное. Иными словами, при рассматривании объекта, вращающегося по часовой стрелке через оборачивающую оптическую систему, изображение объекта должно вращаться в обратном направлении, т. е. против часовой стрелки.

Несмотря на кажущуюся очевидность этого заключения, опыт, поставленный при разработке нового принципа регистрации сейсмических колебаний, показывает обратное. Для объяснения этого эффекта рассмотрим фиг. 2.

Предположим, что невооруженным глазом наблюдается предмет лп, причем точка л находится слева, а точка п — справа. Если лп вращается вокруг точки O против часовой стрелки (точка л опускается, а точка п поднимается), то при рассматривании такого объекта через оборачивающую оптическую систему точка л предмета окажется справа и будет подниматься, а точка п — слева и будет опускаться.

Изображение объекта лп, рассматриваемого через оборачивающую оптическую систему, будет вращаться также против часовой стрелки.

Отсюда вытекает следующее общее правило. При наблюдении через оборачивающую оптическую систему направление поступательного движения заменяется на обратное, а направление вращательного движения остается без изменений.

Поступила
19.X 1959

* В статье «Высокочувствительные аппараты для определения наклонов поверхности земли и регистрации волн землетрясений», опубликованной в № 1, 1959 г., на стр. 161 (строка 11 сл.) следует читать:

«Практика показала, что непрерывная работа прибора в течение суток потребует подачи воздуха между дисками в объеме около 3 л при давлении 0,4 атм».

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

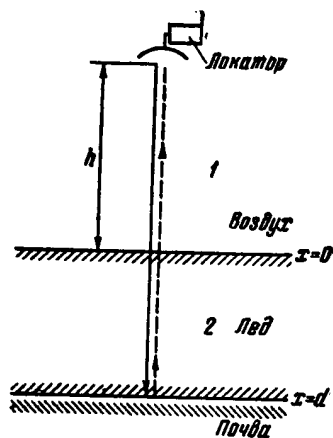
1960

М. А. ГИНЦБУРГ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ СЛОЯ ЛЬДА РАДИОЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ *

Определение толщины слоя льда представляет собой важную геофизическую проблему. Знание мощности ледяного покрова существенно, например, при исследовании ледников (гляциология), речного льда и т. д.

Ниже излагается способ определения толщины слоя льда или другого диэлектрика (вечномерзлая почва, другие горные породы и т. д.) (фиг. 1). Над слоем льда на



Фиг. 1

высоте h помещается источник радиолокационных импульсов. Такой локатор может быть установлен как на неподвижном возвышении (мост, возвышенность, специально построенная башня), так и на самолете. Локатор включает в себя как передатчик, так и приемник с соответствующей антенной. На экране осциллографа приемника получаем изображения двух импульсов: отраженного от верхней границы слоя льда ($x = 0$) и от нижней границы ($x = d$). По времени запаздывания τ второго импульса относительно первого нетрудно определить толщину слоя d :

$$d = \frac{c}{2\sqrt{\epsilon}} \tau, \quad (1)$$

где ϵ — диэлектрическая постоянная льда; $c = 3 \cdot 10^8$ м/сек — скорость света в вакууме.

При распространении в толще льда радиоволны испытывают поглощение. Это и определяет максимальную толщину ледяного покрова, которую можно измерить радиолокационным методом.

Зависимость амплитуды волны от ее пути во льду — x имеет вид:

$$E(x) = E_{x=0} e^{-\frac{\pi}{\lambda_0} \sqrt{\epsilon} \operatorname{tg} \delta x}, \quad (2)$$

где $\operatorname{tg} \delta$ — тангенс угла потерь льда; λ_0 — длина волны в воздухе.

Вторая причина ослабления сигнала — отражение на границах 1—2 и 2—1 (при обратном ходе луча), преломление на границе 2—3. Коэффициент отражения определяется формулой:

$$R_{23} = \frac{\sqrt{\epsilon_3} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_3} + \sqrt{\epsilon_2}}.$$

На волнах $\lambda = 3-10$ см для льда $\epsilon = 3,15$ [1—4], для горных пород $\epsilon \sim 6-10$ [3], соответственно суммарный коэффициент ослабления на всех трех границах равен $R \approx 0,02-0,05$.

Наконец, третья причина ослабления сигнала — рассеяние энергии в окружающее пространство. Соответствующий коэффициент ослабления обозначим через R_r , чувствительность приемника — через P_{rec} . Тогда, согласно [2], максимальная толщина ледового покрова, еще прозрачная для радиоволн, определится из соотношения:

$$d_{\text{max}} = \frac{1}{4\pi f \sqrt{\epsilon} \operatorname{tg} \delta} \ln \frac{P R R_r}{P_{\text{rec}}}, \quad (3)$$

* Доложено на семинаре Кафедры океанологии МГУ 2.IV 1957 г. в Государственном океанографическом институте (январь 1958 г.), на Кафедре мерзлотоведения МГУ (январь 1958 г.).

где P — мощность передатчика; f — частота. Из (3) видно, что d_{\max} сильно зависит от произведения $f \operatorname{tg} \delta$. С увеличением мощности локатора d_{\max} меняется сравнительно медленно.

Одним из наиболее важных параметров, определяющих конструкцию и технические характеристики локатора, является значение рабочей частоты f , которое следует выбирать из условия минимального поглощения: $f \operatorname{tg} \delta = \min$. Как известно [1], $\operatorname{tg} \delta$ льда достигает максимума при $f \sim 1-6 \cdot 10^4$ гц, а при дальнейшем повышении частоты монотонно убывает. К сожалению, экспериментальные значения $\operatorname{tg} \delta$ льда опубликованы лишь для диапазонов 10^2-10^6 гц [1] и $3 \cdot 10^9-10^{10}$ гц [2-4]. В диапазоне метровых и дециметровых волн (10^7-10^8 гц) экспериментальные данные для $\operatorname{tg} \delta$ отсутствуют. На низких частотах (10^6-10^7 гц) трудно осуществить антенну с узкой диаграммой направленности; мала разрешающая способность локационной установки, а значит низка точность определения толщины слоя. Поэтому мы оценим d_{\max} только для двух частот: $f = 10^{10}$ гц ($\lambda = 3$ см) и $f = 3 \cdot 10^9$ гц ($\lambda = 10$ см).

1. $\lambda = 3$ см, $\operatorname{tg} \delta = 7 \cdot 10^{-4}$ [3], $P = 10^6$ вт, $P_{\text{rec}} = 5 \cdot 10^{-13}$ вт, $h = 100$ м. Применим в качестве антенны параболаид с диаметром $D = 5$ м. Пользуясь приближением геометрической оптики, находим $d_{\max} \sim 70$ м. По другим измерениям [4] $\operatorname{tg} \delta = 2 \cdot 10^{-4}$ (при $t = -15^\circ$) и, соответственно, $d_{\max} \approx 200$ м.

2. $\lambda = 10$ см, $\operatorname{tg} \delta = 7 \cdot 10^{-4}$, $P = 10^6$ вт, $P_{\text{rec}} = 5 \cdot 10^{-13}$. Волновой параметр $\rho = \frac{\sqrt{\lambda(h+d)}}{D} \gg 1$: следовательно, приближение геометрической оптики несправедливо. Пользуясь формулой дальности [5] ($P \sim 1/r^4$), находим $d_{\max} = 130$ м (см. приложение). Таким образом, определение толщин льда до 100 м радиолокационным методом вполне возможно.

Для определения мощности ледового покрова можно использовать и другие радиометоды — например, применить радиоальтиметр с частотной модуляцией.

Поглощение радиоволн льдом существенно зависит от его температуры [1]. В рассматриваемом диапазоне частот (10^7-10^{10} гц) с повышением температуры $\operatorname{tg} \delta$ монотонно возрастает. С одной стороны, это обстоятельство позволяет следить с помощью радиометодов за изменениями в температурном режиме глубинных слоев ледника, недоступных непосредственному наблюдению. С другой стороны, это недостаток метода: не зная распределения температур по всей глубине зондируемого слоя, нельзя точно измерить его толщину, особенно при температуре, близкой к 0° , когда эта температурная зависимость наиболее ярко выражена.

Вода сильно поглощает радиоволны, поэтому малейшие следы ее резко снижают максимальный предел измерения толщин d_{\max} . Но, с другой стороны, столь резкое изменение $\operatorname{tg} \delta$ может послужить для обнаружения фазовых переходов лед — вода в глубине ледника. Поместив в толщу льда (в льдину или ледник) металлический предмет, можно по последующему передвижению этого предмета относительно передней и задней поверхностей льда судить о процессах таяния и намерзания льда, а также о движении глубинных слоев ледника.

В районах вечной мерзлоты вода в почве присутствует в виде сложного конгломерата различных форм (свободная вода, адсорбированная вода, лед). Представило бы интерес исследовать связь глубины промерзания почвы с ее электрическими свойствами в диапазоне сантиметровых волн.

В заключение следует подчеркнуть важность измерения $\operatorname{tg} \delta$ льда в диапазоне частот 10^8-10^{10} гц при различных температурах и давлениях. Только такое экспериментальное исследование может выяснить реальные возможности как радиозондирования ледяных толщ, так и радиоспектроскопии воды и льда в их различных формах.

Поступила
26.XII 1957

ПРИЛОЖЕНИЕ

Расчет d_{\max} на волне $\lambda = 10$ см при $t = -15^\circ$. Исходные данные: $\operatorname{tg} \delta = 7 \cdot 10^{-4}$, $P = 10^6$ вт, $P_{\text{rec}} = 5 \cdot 10^{-13}$ вт, $h = 100$ м, $\epsilon_{\text{почвы}} = 6$. Ослабление во льду $W = W_0 e^{-\frac{2\pi}{\lambda_0} \sqrt{\epsilon} \operatorname{tg} \delta x}$.

Отражения на границах: $R = 0,02$.

Рассеяние энергии. Плотность энергии у границы лед — почва: $\eta = P / 4\pi (h + d)^2$. Эффективная отражающая площадь этой граничной поверхности (площадь «пели») $S_{\text{п}}$ порядка $S_{\Phi} / 4$, где S_{Φ} — площадь первой зоны Френеля. Энергия, получаемая приемником:

$$P_1 = \frac{P \cdot S_{\text{ант}} \cdot S_{\text{п}}}{4\pi (d + h)^4} e^{-\frac{2\pi}{c} f \sqrt{\epsilon} x \operatorname{tg} \delta},$$

где $S_{\text{ант}}$ — эффективная площадь антенны.

Приравнявая ее чувствительности приемника $P_{\text{рес}}$, находим:

$$d_{\text{max}} = \frac{e}{4\pi f \sqrt{\epsilon} \operatorname{tg} \delta} \ln \left(\frac{P}{P_{\text{рес}}} \frac{S_{\text{ант}}}{770} \frac{\lambda R}{(d+h)^3} \right) \approx 130 \text{ м.}$$

Расчет d_{max} на волне 3 см. Исходные данные те же, что и в предыдущем примере. Антенна — параболическая с диаметром $D = 5 \text{ м}$. Волновой параметр $\rho = \frac{\sqrt{\lambda} (d+h)}{D} \ll 1$, т. е. справедлива геометрическая оптика и соответственно:

$$d_{\text{max}} = \frac{c}{4\pi f \sqrt{\epsilon} \operatorname{tg} \delta} \ln \frac{PR}{P_{\text{рес}}} \approx 70 \text{ м.}$$

По измерениям [4] $\operatorname{tg} \delta = 2 \cdot 10^{-4}$, тогда $d_{\text{max}} = 200 \text{ м}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. E d e r F. Das Elektrische Verhalten von Eis. Ann. Phys., Bd. 1, H 7—8, 1947.
2. B u r r o w C h., A t t w o o d S. Radio wave propagation, New York, 1949.
3. C u m m i n g W. The dielectric properties of ice and snow at 3,2 cm. J. Appl. Phys., 23, 1952.
4. L a m b J. Measurements of the dielectric properties of ice. Trans. Faraday Soc., 42 A, 1946.
5. С и в е р с А. П., С у с л о в Н. А. Основы радиолокации. Изд. Сов. радио, 1956.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

К. Я. КОНДРАТЬЕВ, М. П. МАНОЛОВА

ОБ ИЗМЕРЕНИИ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА МОРЯ В СУДОВЫХ УСЛОВИЯХ

Хотя моря и океаны занимают большую часть поверхности земного шара, их радиационный режим изучен совершенно недостаточно. Одна из причин этого обусловлена трудностями измерения радиационного баланса и его составляющих в судовых условиях. Именно поэтому вопросы методики морских актинометрических измерений привлекают к себе все большее внимание [1—4].

Наибольшая трудность измерений радиационного баланса водной поверхности состоит в необходимости устранения влияния корпуса судна на результаты измерений.

Предлагаемый Е. Ф. Бабенковым [4] метод преодоления этой трудности основан на использовании пяти односторонних балансомеров, один из которых устанавливается горизонтально на ходовом мостике, а четыре — вертикально на бугшприте, корме и по бортам судна. Таким образом, на приемные поверхности балансомеров не попадает радиация от корпуса судна. Вертикальные балансомеры, обращенные приемными поверхностями в противоположные стороны, соединяются последовательно. Каждая пара балансомеров принимает рассеянную радиацию со всего небосвода и отраженную — с поверхности моря. При этом предполагается, что приход длинноволновой и коротковолновой радиации к каждой паре балансомеров от неба и моря не зависит от распределения яркости по небосводу и по поверхности моря. На основании этого предположения дается метод расчета составляющих радиационного баланса моря.

Хотя предлагаемый Е. Ф. Бабенковым метод является, на первый взгляд, очень заманчивым, на самом деле основные предположения, лежащие в основе его, неверны. Цель настоящей статьи состоит в том, чтобы показать это, используя имеющиеся в нашем распоряжении соответствующие экспериментальные данные.

Рассмотрим, в какой степени может выполняться предположение об одинаковости радиационного режима совокупности двух противоположно ориентированных вертикальных поверхностей и горизонтальной поверхности для отдельных составляющих радиационного баланса (исключая солнечную радиацию) и радиационного баланса в целом. Это предположение будет справедливо, если поле радиации изотропно. Поэтому главной причиной нарушения этого предположения является неизотропность поля радиации в реальных условиях. Начнем с анализа результатов, касающихся коротковолновой рассеянной и отраженной радиации при безоблачном небе.

С целью выяснения поставленного вопроса были выполнены расчеты потоков рассеянной и отраженной от моря радиации на различно ориентированные вертикальные поверхности. Потоки рассеянной (D_B) и отраженной (r_B) радиации вычислялись по формуле:

$$D_B = \int_0^\pi d\psi \int_0^{\pi/2} I(h, \psi) \cos i \cos h dh,$$

где $I(h, \psi)$ — интенсивность радиации в направлении, определяемом координатами h и ψ ; i — угол падения радиации.

Для вычислений использовались данные измерений углового распределения интенсивности рассеянной радиации, полученные в Карадаге в 1956 г. Угловое распределение интенсивности отраженной радиации от поверхности моря вычислено с помощью формулы Френеля по измеренному полю рассеянной радиации при безоблачном небе.

В табл. 1, 2 приведены величины относительных потоков рассеянной (D_B/D_r) и отраженной (r_B/r_r) радиации на различно ориентированные вертикальные поверхности для различных высот солнца h_0 при безоблачном небе (D_r — поток рассеянной радиации на горизонтальную поверхность). Азимут ψ_B нормали к поверхности отсчитывается от азимута Солнца.

Из табл. 1, 2 видно, что приход рассеянной и отраженной радиации к вертикальным поверхностям существенно зависит от ориентации поверхностей относительно Солнца. Для некоторых ориентаций поверхности изотропное приближение дает значительную ошибку, особенно при небольших высотах Солнца. По рассчитанным относительным величинам и измеренным потокам рассеянной и отраженной радиации на горизонтальную поверхность определены потоки рассеянной и отраженной радиации на вертикальные поверхности в $\text{кал/см}^2\text{мин}$. По полученным данным вычислены суммы потоков рассеянной и отраженной радиации на две вертикальные противоположно направленные поверхности. Для таких сумм зависимость прихода радиации от ориентации поверхностей несколько сглаживается (табл. 3).

Таблица 1

$D_B/D_\Gamma = \cos^2 \alpha/2$	D_Γ кал/см ² ·мин	$\begin{matrix} \psi_B^\circ \\ h_\odot^\circ \end{matrix}$	0	45	90	135	180	225	270	315
0,50	0,068	10	1,28 (156,0)	1,25 (150,0)	0,54 (8,0)	0,38 (-24,0)	0,51 (2,0)	0,41 (-18,0)	0,60 (20,0)	1,30 (160,0)
0,50	0,125	45	0,90 (80,0)	0,69 (38,0)	0,37 (-26,0)	0,28 (-44,0)	0,26 (-48,0)	0,32 (-36,0)	0,41 (-18,0)	0,76 (52,0)
0,50	0,240	66	0,53 (6,0)	0,54 (8,0)	0,30 (-40,0)	0,27 (-46,0)	0,23 (-54,0)	0,23 (-54,0)	0,34 (-32,0)	0,44 (-12,0)

Примечание. В скобках даны поправки (в %) к изотропному приближению, т. е. отклонения величин относительных потоков радиации, рассчитанных по угловому распределению интенсивности рассеянной радиации, от величин, рассчитанных для изотропной рассеянной радиации по формуле $D_B = D_\Gamma \cdot \cos^2 \alpha/2$ (где α — угол наклона поверхности к горизонту; индекс «г» означает, что рассматриваемая величина относится к горизонтальной поверхности; азимут ψ отсчитывается от направления на Солнце) [5].

Таблица 2

$r_B/r_\Gamma = \sin^2 \alpha/2$	r_Γ кал/см ² ·мин	$\begin{matrix} \psi_B^\circ \\ h_\odot^\circ \end{matrix}$	0	45	90	135	180	225	270	315
0,50	0,064	10	1,73 (246,0)	1,30 (160,0)	0,70 (40,0)	0,50 (0,0)	0,50 (0,0)	0,53 (6,0)	0,77 (54,0)	1,47 (194,0)
0,50	0,029	45	1,15 (130,0)	0,91 (82,0)	0,56 (12,0)	0,44 (-12,0)	0,41 (-18,0)	0,40 (-20,0)	0,57 (14,0)	0,99 (98,0)
0,50	0,040	66	0,70 (40,0)	0,58 (16,0)	0,48 (-4,0)	0,43 (-14,0)	0,38 (-24,0)	0,36 (-28,0)	0,47 (-6,0)	0,66 (32,0)

Таблица 3

$2D_B + 2r_B$ кал/см ² ·мин	$\begin{matrix} \psi_B^\circ \\ h_\odot^\circ \end{matrix}$	0+180	45+225	90+270	135+315
0,132	10	0,265 (101,0)	0,230 (74,0)	0,172 (30,0)	0,240 (81,8)
0,154	45	0,189 (22,7)	0,164 (7,0)	0,130 (-15,6)	0,172 (11,2)
0,280	66	0,225 (19,7)	0,222 (20,7)	0,192 (31,4)	0,214 (23,6)

Примечание. В скобках даны поправки (в %) к изотропному приближению вычисленные по угловому распределению интенсивности радиации. Эти же цифры характеризуют величины отклонения суммы потоков рассеянной и отраженной радиации на две вертикальные противоположно направленные поверхности от суммы этих потоков на горизонтальную поверхность (по изотропному приближению $D_B = 0,5 D_\Gamma$, $r_B = 0,5 r_\Gamma$). Сумма потоков на две вертикальные поверхности равна сумме потоков на горизонтальную поверхность: $2(D_B + r_B) = D_\Gamma + r_\Gamma$.

Лишь для поверхностей, ориентированных по азимутам $45+225^\circ$ и $135+315^\circ$, приход радиации оказывается почти одинаковым, что объясняется симметричным расположением обеих пар поверхностей относительно Солнца.

Для поверхностей, ориентированных по азимутам $0+180^\circ$ и $90+270^\circ$, наблюдаются наибольшие различия в приходе рассеянной и отраженной радиации.

Как видно из табл. 3, предположение о том, что две вертикальные поверхности, принимающие радиацию со всей полусферы, получают рассеянной и отраженной радиации столько же, сколько приходит на горизонтальную поверхность, далеко не выполняется, особенно при малых высотах Солнца.

Таким образом, нельзя считать, что при любом положении корпуса судна по отношению к Солнцу приход рассеянной и отраженной радиации на две пары балансомеров будет одинаковым и равным приходу на горизонтальную поверхность. Это может быть справедливым лишь для случая сплошной непросвечивающей облачности, когда приход рассеянной радиации на вертикальную поверхность не зависит от ее ориентации и составляет примерно половину потока радиации на горизонтальную поверхность [5].

Для потоков длинноволнового излучения атмосферы и поверхности моря не должно быть зависимости суммы этих потоков на две вертикальные поверхности от ориентации поверхностей, поскольку интенсивность противоищлучения атмосферы не зависит от азимутального угла (имеются в виду случаи ясного неба и сплошной облачности). Однако расчеты показывают, что сумма эффективного излучения двух вертикальных противоположно направленных поверхностей не равна эффективному излучению горизонтальной поверхности. Для двух значений общего содержания водяного пара в атмосфере $w_\infty = 1,0$ и $4,0$ г/см² были вычислены относительные величины эффективного излучения вертикальной поверхности (F_B/F_Γ) при безоблачном небе и условии равенства температур горизонтальной и вертикальной поверхностей:

w_∞	F_B/F_Γ
1,0 г/см ²	0,42
4,0 »	0,35

Эффективное излучение двух вертикальных поверхностей будет отличаться от эффективного излучения горизонтальной поверхности при $w_\infty = 1,0$ г/см² на 15% и при $w_\infty = 4,0$ г/см² — на 30%. Как видно, в результате анизотропности эффективного излучения суммарное эффективное излучение двух вертикальных противоположно ориентированных поверхностей может заметно отличаться от эффективного излучения горизонтальной поверхности.

Для оценки влияния анизотропности поля радиации на радиационный баланс вертикальных поверхностей в целом были вычислены значения радиационного баланса с учетом анизотропности (табл. 4).

Таблица 4

R_Γ , кал/см ² ·мин	ψ_B° h_\odot°	ψ_B°							
		0	45	90	135	180	225	270	315
0,050	10	0,984 (15,5)	0,711 (16,8)	0,040 (66,8)	0,016 (-33,4)	0,025 (4,2)	0,020 (-16,6)	0,048 (100,0)	0,725 (19,0)
0,800	45	0,937 (8,0)	0,654 (5,8)	-0,001 (-107,7)	-0,015 (-215,0)	-0,019 (-246,0)	-0,011 (-185,0)	0,005 (-61,5)	0,666 (7,8)
1,10	66	0,559 (2,8)	0,417 (3,2)	0,015 (-75,6)	0,006 (-90,7)	-0,006 (-109,4)	-0,007 (-111,0)	0,025 (-61,0)	0,396 (-2,0)

Примечание. В скобках даны различия этих величин (в %) по отношению к значениям, соответствующим изотропному приближению.

Данные табл. 4 показывают, что учет анизотропности поля радиации во многих случаях может привести к значительным ошибкам. Наибольшие отклонения наблюдаются, естественно, для тех поверхностей, на которые не попадает прямая солнечная радиация.

В табл. 5 приведены результаты вычислений суммарного радиационного баланса двух вертикальных противоположно ориентированных поверхностей. Как видно из таблицы, в этом случае существенные различия наблюдаются для поверхностей, ориентированных по азимутам 90 и 270° относительно азимута Солнца.

Таким образом, система пяти балансомеров, установленных описанным выше образом, не дает одинакового результата для различных положений корпуса судна по отношению к Солнцу и поэтому метод измерения радиационного баланса моря, предлагаемый в [1], нельзя считать пригодным.

Таблица 5

$\begin{matrix} \psi_B^\circ \\ h_\odot \end{matrix}$	$0+180$	$45+225$	$90+270$	$135+315$
10	1,009 (15,2)	0,731 (15,3)	0,088 (83,5)	0,741 (17,0)
45	0,918 (4,2)	0,643 (1,9)	0,004 (-84,5)	0,651 (3,2)
66	0,553 (-9,0)	0,410 (-12,4)	0,040 (-68,8)	0,402 (-14,1)

Следует обратить внимание на неправильную запись формулы (1) в работе [1], по-видимому, вследствие не исправленной опечатки (правильное соотношение: $\cos \vartheta = \cos h \cos \alpha$). Вызывает также недоумение отсутствие в уравнениях (2) члена, характеризующего собственное тепловое излучение приемных поверхностей.

Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова

Поступила
14.XI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Б а б е н к о в Е. Ф. О регистрации составляющих радиационного баланса в судовых условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1959.
2. А л ь т м а н Э. Н. Опыт организации актинометрических наблюдений на судах типа Логгер. Метеорол. и гидрол., № 6, 1959.
3. Г р и щ е н к о Д. Л. К вопросу о методике актинометрических наблюдений в море. Метеорол. и гидрол., № 5, 1954.
4. Р у т к о в с к а я В. А., Ч у к о в е н к о В. П. Радиационная установка для наблюдений на водоемах. Метеорол. и гидрол., № 6, 1959.
5. К о н д р а т ь е в К. Я., М а н о л о в а М. П. Радиационный баланс склонов. Вестн. ЛГУ, № 10, 1958.

Ц. Е. МИРЦХУЛАВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ДВИЖЕНИЯ ДОННЫХ НАНОСОВ СКОРОСТНОЙ МИКРОКИНОСЪЕМКОЙ

Решение многих вопросов, связанных с прогнозом деформации русла и эффективности тех или иных мероприятий, требует объективных представлений о механизме перемещения потоком донных наносов. Сведения об этих явлениях, несмотря на наличие сравнительно подробной литературы [2—10, 12], все же недостаточны; во многих вопросах нет полной ясности. Нередко высказываются сомнения о допустимости некоторых предположений, используемых при выводе закономерностей движения донных наносов. Это особенно относится к движению мелкозернистых наносов, не поддающихся четкой фиксации как при непосредственных визуальных наблюдениях, так и при киносъемке без увеличения.

В связи с этим в Грузинском научно-исследовательском институте гидротехники и мелиорации были выполнены экспериментальные исследования методом скоростной микрокиносъемки, на основе чего уточнены некоторые детали механизма трогания и движения донных наносов. Используемый кинематографический метод успешно применялся рядом исследователей при изучении отдельных процессов в турбулентном потоке [11, 13—15], движении наносов [12] и эрозии [1]. При съемке и обработке фильмов была использована методика, описанная в работах [1] и [11—15].

Эксперименты проводились в застекленном гидравлическом лотке длиной 375 см, шириной 8 см, который позволял изменять уклон. Режим, близкий к условиям плоского течения, осуществлялся при глубине потока, равной четверти его ширины (20 мм). На дне лотка ровным слоем укладывались тщательно отсортированные песчаные фракции размером 2—1; 1—0,5; 0,42—0,30; 0,5—0,25 мм и смесь фракций от 2 до 0,25 мм. В начальный участок лотка методом гидродинамического распыления вводилась смесь хлорбензола с вазелиновым маслом и красителем [11, 15]. По плотности эта смесь и образующиеся пузырьки сферической формы не отличались от воды. Картина размыва и движения пузырьков на различном расстоянии от дна фиксировалась путем скоростной микрокиносъемки. Для этой цели к объективу скоростного киносъемочного аппарата СК-1 присоединялись насадочные линзы с различным увеличением (12-, 24-кратным и более). Приведенные ниже результаты получены при 24-кратном увеличении. Небольшая площадь объекта съемки освещалась концентрированным через собирающие линзы светом, от пяти прожекторов (общей мощностью 17 тыс. вт). Киноаппарат был установлен на массивной станине, допускающей микрометрическое передвижение его по трем направлениям. Фокус киноаппарата с насадочной линзой был направлен к оси потока, незначительное перемещение аппарата в поперечном направлении ~ 0,10—0,15 мм сильно меняло резкость. Таким образом, практически фиксировался процесс, протекающий в центральной продольной плоскости потока. Место наблюдения было выбрано на расстоянии 230 см от входной части лотка. Кадр охватывал участок лотка длиной 7 мм и высотой 4 мм от песчаного дна. Съемки проведены со скоростью 1100—2800 кадров в секунду (первое значение относится к начальному периоду съемки, последнее — к конечному).

Заснятые киноплёнки просматривались на кинопроекторе с замедленной скоростью — до 24 кадров в секунду. Несколько последовательных кадров приведены на фиг. 1.

Анализ полученных результатов приводит к следующим выводам.

1. Движение наносов начинается, если достигаются скорости течения, являющиеся для данных фракций грунта размывающими. Пока имеет место соприкосновение с подстилающим дном, это движение происходит перекачиванием. Перекачивание частиц начинается с опрокидывания, преимущественно через малое ребро (фиг. 1), что можно объяснить следующим образом.

Рассматривая состояние устойчивости на опрокидывание расположенной на дне частицы призматической формы, размеры которой a , b , c , имеем

$$P_{\text{л}} \cdot \frac{c}{2} + P_{\text{в}} \cdot \frac{b}{2} = G_{\text{в}} \cdot \frac{b}{2} \cdot K_1, \quad (1)$$

если считать, что лобовое $P_{\text{л}}$ и подъемное $P_{\text{в}}$ усилия приложены в центре соответствующих ребер (вертикального c и горизонтального b). Здесь K_1 — коэффициент устой-

чивости; G_B — вес частицы в воде. При $K_1 = 1$ имеем предельное равновесие; $K_1 > 1$ — неустойчивое состояние; $K_1 < 1$ — устойчивое равновесие.

Состояние устойчивости из условия сдвига частицы по дну выражается:

$$P_d = (G_B - P_B) \cdot f \cdot K_2, \quad (2)$$

где f — коэффициент трения зерна о дно; K_2 — коэффициент устойчивости при сдвиге.

Если подставить в (2) значение P_d , определенное из условия предельного состояния опрокидывания ($K_1 = 1$), то

$$(G_B - P_B) \cdot \frac{b}{c} = f \cdot K_2 (G_B - P_B) \quad (3)$$

и

$$K_2 = \frac{b}{cf}. \quad (4)$$

Зависимость (4) показывает, что при $b = c$:

$$f > 1 \quad K_2 < 1,$$

$$f < 1 \quad K_2 > 1,$$

$$f = 1 \quad K_2 = 1.$$

Таким образом, при $b = c$ и $f \geq 1$ имеет место устойчивое равновесие зерна. Если учесть, что поток при сдвиге (трогание частиц скольжением) должен преодолеть не только трение покоя зерна о дно, но часто и трение зацепления и заклинивания, будем нередко иметь $f \geq 1$. Поэтому при таких условиях зерно при устойчивости против сдвигающих усилий будет опрокидываться. Опрокидыванию способствует округлая форма частиц и вымывание грунта у ребер, уменьшающее поддерживающий момент, а также то, что в действительности [2, 3] результирующее лобовое усилие потока приложено выше середины ребра (а не в середине, как принято нами). Следовательно, перекачивание наноса возможно и при $b > c$. Зависимости для размывающих скоростей следует выводить из условия опрокидывания.

2. Скорость передвижения частиц наносов при перекачивании меньше скорости слоя потока (фиксируемого по движению пузырьков), где происходит перекачивание.

3. С повышением скорости потока продольная скорость передвижения наносов увеличивается и частицы начинают передвигаться прыжками различной длины. В этом случае продольная скорость движения частиц наносов приближается к значению скорости слоя жидкости, в котором они передвигаются. Дальнейшее повышение скорости потока приводит к увеличению скорости передвижения частиц, которая достигает значения скорости слоя жидкости.

4. Песчинки, передвигающиеся перекачиванием или прыжками при повышенных скоростях, сталкиваются с вибрирующими частицами и выводят их из равновесия. Затем происходит срыв остальных частиц.

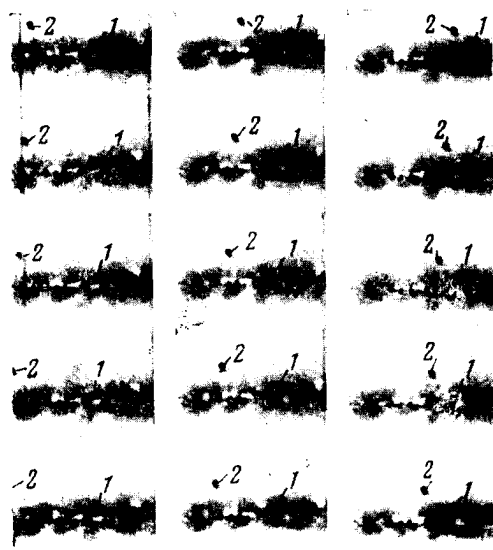
Можно предположить, что применение описанной методики позволит установить и некоторые другие закономерности турбулентного потока, в том числе распределение скоростей в придонном слое, а также движения донных наносов. Для этого требуется проведение лабораторных экспериментов с варьированием в возможно большем диапазоне гидравлических элементов потока и характеристик наносов, что и осуществляется в настоящее время в Грузинском научно-исследовательском институте гидротехники и мелиорации.

Грузинский научно-исследовательский
институт гидротехники и мелиорации

Поступила
30.VI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Гу с с а к В. Б. Некоторые наблюдения над эрозией почв в пограничном слое с помощью микрокино съемки. Почвоведение, № 7, 1948.
2. Гон ч а р о в В. Н. Основы динамики русловых потоков. Гидрометеонадат, Л., 1954.
3. Д е м е н т ь е в М. А. Об интерференции двух твердых тел в потоке жидкости. Изв. ВНИИГ, 15, 1935.
4. Е г и а з а р о в И. В. О расходе влекомых наносов. Изв. АН Армянской ССР, 2, № 53, 1949.
5. Е г и а з а р о в И. В. Об уточнении уравнений для влекомых наносов. Изв. АН Армянской ССР, 3, № 13, 1950.
6. Е г и а з а р о в И. В. О критическом анализе некоторых зарубежных работ по влекомым наносам. Изв. АН Армянской ССР, 3, № 33, 1950.
7. В е л и к а н о в М. А. Динамика русловых потоков, т. I—II. Гидрометеонадат, Л., 1954.



Фиг. 1. Перекапывание песчаного зерна (1) и движение эмульсионных шариков (2), зафиксированные скоростной микрокиносъёмкой

Серия геофизическая, № 6

8. З а м а р и н Е. А. Транспортирующая способность и допускаемые скорости течения в каналах. Госстройиздат, М., 1951.
9. Л е в и И. И. Динамика русловых потоков. Госэнергоиздат, М., 1957.
10. М а к к а в е е в В. М., К о н о в а л о в И. М. Гидравлика. Речиздат, Л.— М., 1940.
11. М и н с к и й Е. М., Ф и д м а н Б. А. Об экспериментальном определении некоторых статистических характеристик турбулентных потоков. Изв. Энергетического ин-та АН СССР, 9, 1940.
12. М и х а й л о в а Н. А. Исследование механизма движения наносов. Проблемы русловых процессов. Гидрометеиздат, Л., 1953.
13. Ф и д м а н Б. А. Применение высокоскоростной киносъемки к исследованию поля скоростей турбулентного потока. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 12, № 2, 1948.
14. Ф и д м а н Б. А. Некоторые экспериментальные данные о крупномасштабной турбулентности в открытом потоке. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 14, № 3, 1950.
15. Ф и д м а н Б. А. Основные результаты экспериментального изучения структуры турбулентных потоков. Проблемы русловых процессов. Гидрометеиздат, Л., 1953.

В. М. БОВШЕВЕРОВ, В. П. ВОРОНОВ

АКУСТИЧЕСКИЙ ФЛЮГЕР

Акустический метод измерения скорости движения газа или жидкости [1—3] обладает рядом преимуществ по сравнению с другими известными методами: высокой чувствительностью и точностью, малой инерционностью, линейностью, отсутствием сдвигающихся движущихся частей, нечувствительностью к компонентам скорости, нормальным к измеряемой.

К числу недостатков акустического метода измерения скорости следует прежде всего отнести сложность электронного устройства, что ограничивает использование этого метода только рамками исследования. Переход на полупроводниковые приборы может существенно снизить значение этого недостатка. В известной степени недостатком можно считать также то, что акустический анеморумбограф определяет вектор скорости ветра не в обычной форме (модуль и направление), а в виде двух компонент вектора. Абсолютную величину и направление скорости из этих данных можно получить в результате простых вычислений.

Принцип действия прибора основан на том, что время распространения звука в среде, движущейся относительно точечного излучателя и точечного приемника, расположенных на расстоянии d со скоростью v , составляющей угол α с направлением d , равно:

$$t \cong \frac{d}{c} \left[1 - \beta \cos \alpha + \beta^2 \left(1 - \frac{1}{2} \sin^2 \alpha \right) - \beta^3 \cos \alpha \right] \quad (1)$$

(с точностью до $\beta^3 = \left(\frac{v}{c}\right)^3$, где c — скорость звука). В первом приближении

$$t = d(1 - \beta \cos \alpha)/c. \quad (2)$$

При двойной базе (излучатель в центре, приемники на концах базы) разность времен распространения от излучателя до приемников

$$\Delta t = 2d\beta \cos \alpha/c. \quad (3)$$

Таким образом, в первом приближении разность времен распространения пропорциональна компоненте скорости в направлении базы. Существенно, что при двойной базе скорость звука входит только в множитель при β , а член d/c сокращается. Поэтому изменение скорости звука Δc (например, при изменении температуры) только немного (примерно на 0,15% на 1°) изменяет масштаб измерения скорости ветра, но не вызывает появления добавочного члена $d\Delta c/c^2$, имеющего тот же порядок, что и измеряемая величина (изменение температуры на 1° изменяет время распространения так же, как ветер порядка 0,5 м/сек). Такая компенсация влияния температуры будет иметь место, конечно, только при достаточно точном равенстве обеих половин базы. Поправки первого порядка для Δt имеют абсолютный порядок β^2 , так как само Δt имеет порядок β . При равенстве обеих частей базы поправки первого порядка отсутствуют, так как с точностью до β^3

$$\Delta t = 2d(1 + \beta^2)\beta \cos \alpha/c. \quad (4)$$

Таким образом, даже для скорости ветра 30 м/сек поправка не превышает 1% и только при 70 м/сек достигает ~4%.

Из двух возможных методов измерения времени распространения волны — фазового и импульсного — в данном случае, как и вообще при локальных измерениях, целесообразнее применить фазовый метод. При локальных измерениях без использования отраженных волн основное преимущество импульсного метода — его способность разрешать во времени несколько сигналов — не играет никакой роли. В то же время точность фазового метода (~0,005—0,01 периода несущей частоты) существенно выше предельной точности импульсного метода (~0,5—1,0 периода несущей частоты). Как будет видно из дальнейшего, при целесообразных размерах и приемлемой точности измерений в акустическом флюгере необходимо измерять Δt с точностью порядка десятых и даже сотых долей микросекунды. Это неосуществимо при импульсном методе, так как возможность использования несущей частоты выше 1 мГц сомнительна.

Разность фаз $\Delta\varphi = \omega \Delta t = 4\pi f d \beta \cos \alpha / c$; при заданном максимальном значении измеряемой скорости v_m $\Delta\varphi$ должно быть равно $\pm \pi$, откуда можно получить соотношение между частотой, длиной базы и максимальной измеряемой скоростью: $fd = c^2/4v_m$.

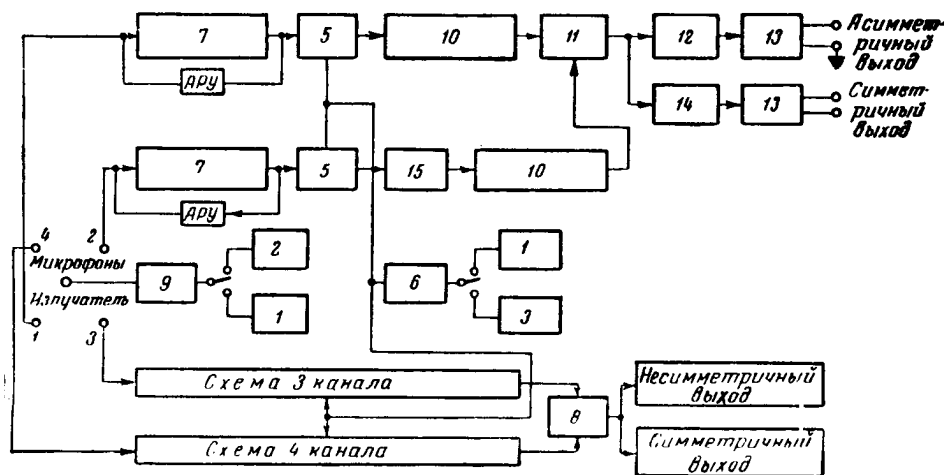
Размеры чувствительной части прибора (датчика) должны быть невелики. Это требование связано прежде всего с тем, что большая база усредняет пульсации скорости и, следовательно, увеличивает инерционность прибора. Кроме того, в микрофонах и входных цепях имеются трудно учитываемые фазовые сдвиги, осложняющие определение разности фаз $\Delta\varphi_0$, соответствующей отсутствию ветра. Наиболее надежным способом определения $\Delta\varphi_0$ является помещение датчика в поле какой-либо известной скорости (лучше всего определять $\Delta\varphi_0$ при полном отсутствии ветра). Такой способ определения нуля удобен при небольших размерах датчика. По указанным выше соображениям, универсальный прибор, способный измерять как средние скорости, так и пульсации, должен иметь двойную базу, не превышающую 10—20 см.

Если положить максимальную измеряемую скорость равной 30 м/сек и длину двойной базы 10 см, то несущая частота должна иметь порядок 20 кГц. При этом, однако, точность измерения слабых ветров будет очень низкой. Необходимо, чтобы прибор имел еще одну шкалу, соответствующую скорости 7—10 м/сек, что можно достичь тремя способами: 1) применением частоты излучения в 3—4 раза более высокой, 2) умножением или делением во столько же раз частоты в фазоизмерительной схеме, 3) увеличением базы в 3—4 раза. Последний вариант неприемлем, так как база получится слишком большой, не говоря уже о неудобстве иметь два комплекта микрофонов.

Абсолютная точность измерения фазы (если не принимать специальных сложных мер для повышения стабильности измерений) составляет примерно 0,005—0,01 периода. Этому соответствует точность измерения скорости 1—2% от максимальной. При пульсационных измерениях, когда можно пренебречь медленным дрейфом фазы, точность измерения фазы и, соответственно, скорости примерно на порядок выше.

Излучатель и микрофоны должны возможно меньше искажать поле скорости, поэтому их размеры должны быть достаточно малы по сравнению с базой, а форма — обтекаемой. С этой точки зрения удобны разработанные в Институте физики атмосферы АН СССР цилиндрические конденсаторные излучатели и микрофоны с твердым диэлектриком, удовлетворительно работающие на частоте 10—500 кГц. Эти излучатели (и не отличающиеся от них по конструкции микрофоны) могут быть выполнены в виде стержней диаметром 2—3 мм. Для определения двух компонент скорости ветра датчик должен иметь форму креста, в центре которого находится излучатель, а в вершинах — четыре микрофона.

Для измерения разности фаз наиболее удобен старт-стопный фазометр, линейный почти всюду, кроме небольшой мертвой зоны вблизи 0° . Чтобы такой фазометр работал с приемлемой точностью, период частоты, на которой производится фазоизмерение, должен быть во много раз больше длительности фронта импульсов, запускающих триггер фазометра. Так как без сложных специальных схем трудно получить длительность фронта существенно меньше 1 мксек, то частота фазоизмерения не должна превышать



Фиг. 1. Блок-схема прибора

1 — кварцевый резонатор, $f = 22,5$ кГц; 2 — то же, 25 кГц; 3 — то же, 97,5 кГц; 4 — то же, 100 кГц; 5 — смеситель; 6 — гетеродин; 7 — резонансный усилитель, $f_1 = 25$ кГц; $f_2 = 100$ кГц; 8 — фазометр; 9 — генератор излучателя; 10 — схема формирования пусковых импульсов; 11 — пусковая схема; 12 — фильтр нижних частот; 13 — катодный повторитель; 14 — интегрирующая цепь $RC = 100$ сек; 15 — фазовращатель

несколько килогерц. Фазовые соотношения, существовавшие между напряжениями несущей частоты, переносятся при гетеродинировании на напряжения комбинационной частоты. Поэтому целесообразно ввести гетеродинирование при помощи вспомогательного гетеродина и смесителей.

С точностью, при которой известны скорость звука и расстояние между излучателем и микрофонами (при пренебрежении влиянием мутной струи, образующейся за микрофонами), акустический метод измерения скорости является абсолютным. При бесконечно длинных цилиндрических излучателях и микрофонах расстояние может быть точно определено по известным формулам излучения цилиндра и дифракции плоской волны на цилиндре [4]. Радиус микрофона должен быть, конечно, существенно меньше расстояния между цилиндрами, чтобы можно было волну считать плоской. Хотя действительная конфигурация отличается от идеальной, можно считать, что если длина излучающей части значительно больше диаметра цилиндра и длины волны, то на расстоянии нескольких длин волны фазовое поле на высоте излучающей части будет близко к полю бесконечного цилиндра. Ошибка в определении «фазового» расстояния вызовет соответствующую ошибку масштаба измерения скорости.

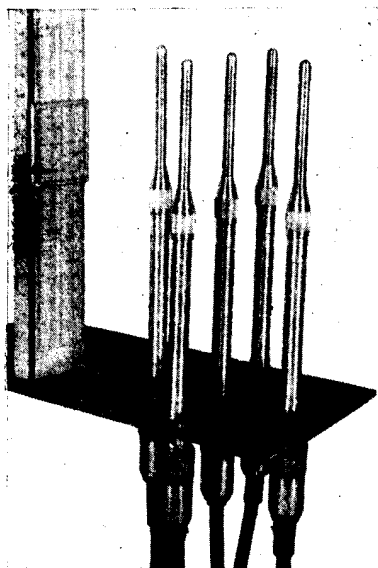
Скорость звука можно считать зависящей только от температуры:

$$c = c_0 (1 + t^0/273)^{1/2}, \quad (5)$$

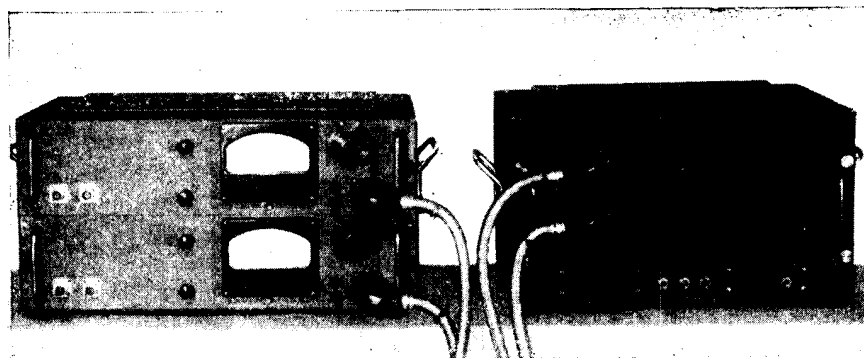
где c_0 — скорость звука при $t = 0^\circ$. Для точных абсолютных измерений можно вводить поправку на температуру: 0,15% на 1° . При больших скоростях ветра можно также вводить поправку на эффекты третьего порядка по формуле (4).

Инерционность прибора определяется в основном его размерами; время реакции прибора на скачкообразное изменение скорости имеет порядок $\tau \approx 2d/v_1$ (где v_1 — проекция средней скорости на направление базы). Инерционность увеличивается при уменьшении скорости и составляет 0,01 сек. при скорости 10 м/сек и 0,1 сек. при скорости 1 м/сек (при длине двойной базы 10 см).

Аппаратурная инерционность может быть значительно меньше этих величин и не определяет свойства прибора.



Фиг. 2. Датчик



Фиг. 3. Фазометры и блок генераторов и питания

Прибор, разработанный на основании изложенных выше соображений, состоит из следующих частей (фиг. 1—3): 1) датчика с излучателем и четырьмя микрофонами, соединенными пятью коаксиальными кабелями длиной 20 м с электронной схемой; благодаря большой емкости микрофонов (несколько сот пф), катодные повторители не нужны. В начале и конце кабеля излучателя включены трансформаторы для согласования емкости кабеля с выходным каскадом; 2) стабилизированных кварцами

генераторов на 25 и 100 кГц, питающих излучатель; 3) четырех микрофонных усилителей с автоматической регулировкой, чувствительности, имеющих усиление $\sim 10^5$ на резонансных частотах — 25 или 100 кГц при полосе ~ 1 кГц; 4) четырех смесителей; 5) двух вспомогательных гетеродинов на 22,5 и 97,5 кГц; 6) четырех резонансных усилителей на 2,5 кГц с полосой 300 Гц с небольшим усилением; 7) двух фазометров старт-стопного типа с тремя каскадами формирования импульсов и триггером.

Постоянная составляющая напряжения между анодами триггера, как известно, линейно связана с разностью фаз между напряжениями на входе. Для установки нуля в одной из каждой пары усилителей имеется реостатно-емкостный фазовращатель; для калибровки прибора в другой усилитель включен градуированный фазовращатель (бесконтактный сельсин). Для контроля аппаратного сдвига фаз предусмотрена возможность включения обоих усилителей каждой компоненты на один микрофон.

Прибор предназначен для исследования турбулентности в приземном слое атмосферы и имеет несколько выходных цепей. Между анодами триггеров включены стрелочные приборы, показывающие значение разности фаз, т. е. соответствующую компоненту скорости ветра. Параллельно приборам расположены симметричные выходы на шлейфовый осциллограф для регистрации обеих компонент скорости ветра, а также симметричные выходы на пластины катодного осциллографа для регистрации или наблюдения вектора скорости. Все эти выходы могут быть переключены на катоды балансных катодных повторителей, напряжение на сетки которых подается с анодов триггеров через RC-цепочки с постоянной времени порядка 100 сек. Это позволяет измерять и регистрировать усредненные значения компонент вектора скорости или (на катодном осциллографе) самого вектора. Кроме того, каждый фазометр имеет несимметричный выход, предназначенный для статистического анализа пульсаций скорости ветра.

Все электронное устройство, содержащее 45 радиоламп, размещено в двух блоках. Генераторы излучателя и вспомогательные гетеродины размещены в одном блоке вместе со стабилизированными выпрямителями, остальные узлы — в другом блоке.

Прибор успешно работал в астрофизической экспедиции Ин-та физики атмосферы АН СССР в 1958 г. Его параметры: однозначные шкалы — 6,5 и 26 м/сек, максимальная чувствительность, соответственно, 5 и 20 см/сек на деление, абсолютная стабильность $\sim 2,5$ и 10 см/сек, 10-минутная ~ 1 и 4 см/сек, инерционность самого прибора 3 м/сек.

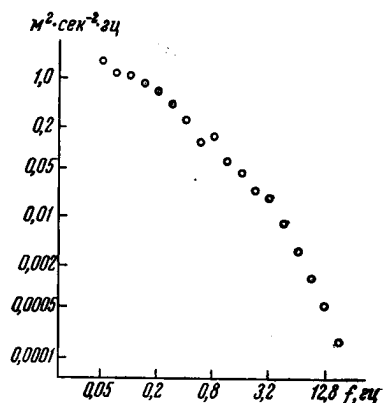
На фиг. 4 приведен энергетический спектр пульсаций горизонтальной скорости ветра, полученный при помощи акустического флюгера и анализатора спектра, разработанного в Ин-те физики атмосферы. Спектр снимался с осреднением за 100 сек. на высоте 1 м над поверхностью земли при средней скорости ветра 5,4 м/сек.

Академия наук СССР
Институт физики атмосферы

Поступила
25.VI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Corby R. E. Acoustic anemometr-anemoscope. Electronics, 23, No. 1, 1950.
2. Schottland R. M. The measurement of wind velocity by sonic means. J. Meteorol., 12, No. 4, 1955.
3. Wiener F. M. Sound diffraction by rigid spheres and circular cylinders. J. Acoust. Soc. Amer., 19, No. 3, 1947.
4. Морз Ф. Колебания и звук. Гостехтеоретиздат, М.—Л., 1949



Фиг. 4. Спектр пульсаций скорости ветра $Ri = 0,028$

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

В. Г. МЕЛАМЕД

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ О ТЕМПЕРАТУРНОМ РЕЖИМЕ В СРЕДЕ
С ПЕРИОДИЧЕСКИ ИЗМЕНЯЮЩИМСЯ ФАЗОВЫМ СОСТОЯНИЕМ

1. Одним из наиболее важных практических приложений задачи об определении температурного поля и скорости продвижения границ раздела фаз в многофазной среде (так называемой задачи Стефана) является случай периодического изменения фазового состояния среды в отдельных ее слоях, связанный с изменением граничных условий. Как правило, при этом образуется трехфазная среда*. Типичными примерами являются сезонное промерзание и последующее оттаивание влажного грунта, образование и развитие многолетнемерзлых горных пород и вопросы строительства в области их распространения, расплавление и последующее затвердевание твердых тел и т. д.

В связи с большой актуальностью решения задачи Стефана в последнее время был предложен ряд решений в общем виде. Л. И. Рубинштейн [1] редуцировал задачу Стефана в случае двухфазной среды к системе нелинейных интегральных уравнений типа Вольтерра, которая методом последовательных приближений была решена им для крайне упрощенного частного случая [2]. С. Л. Каменомостская [3] доказала возможность решения задачи Стефана в многофазной среде методом конечных разностей, но трудности практической реализации не позволили использовать работу для получения численных результатов. Автором [4] было предложено эффективное приближенное решение, рассмотренное для случая двухфазной среды, доведенное до числа с любой наперед заданной степенью точности.

В предлагаемой работе этот метод используется для решения задач о температурном поле и динамике границ раздела фаз в верхних слоях литосферы при сезонном изменении температуры на поверхности за полный цикл. Схема рассматриваемого процесса следующая. В начальный момент однородная среда находится в однофазном состоянии. С момента инверсии знака температуры на поверхность образуется новая фаза, которая развивается до момента следующей инверсии знака на поверхности (трехфазная среда). Когда обе подвижные границы раздела фаз сливаются, вновь образуется однофазная среда и т. д.

Постановка задачи в случае трехфазной среды формулируется следующим образом. В каждой из фаз ($i = 1, 2, 3$) рассматриваются уравнения:

$$\frac{\partial u_i(x, t)}{\partial t} = a_i^2 \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial x^2}, \quad \xi_{i-1}(t) < x < \xi_i(t) \quad (1)$$

при заданных граничных:

$$u_1[0, t] = \Phi_0(t), \quad u_3(l, t) = \Phi_3(t), \quad (2)$$

и начальных условиях:

$$u_i(x, 0) = \varphi_i(x) \quad \xi_{i-1}(0) < x < \xi_i(0), \quad (3)$$

где

$$\xi_0(t) = 0; \quad \xi_3(t) = l; \quad \xi_{i-1}(0) < \xi_i(0).$$

На границах раздела фаз выполняются так называемые условия Стефана:

$$u_i[\xi_i(t), t] - u_{i+1}[\xi_i(t), t] = \Phi_i(t) = T_0^{**} \quad i = 1, 2, \quad (4)$$

$$\lambda_i \left. \frac{\partial u_i}{\partial x} \right|_{x=\xi_i(t)} - \lambda_{i+1} \left. \frac{\partial u_{i+1}}{\partial x} \right|_{x=\xi_i(t)} = (-1)^{i+1} \cdot Q \cdot \xi_i'(t) \quad i = 1, 2. \quad (5)$$

Здесь $u_i(x, t)$, $a_i^2 \lambda_i$ ($i = 1, 2, 3$) — соответственно, температура, температуропроводность

* Возможно образование и большего числа зон. Решение в этом случае производится совершенно аналогично.

** Без ограничения общности можно положить $T_0 = 0$ (для случая замерзания воды).

и теплопроводность в каждой из фаз; Q — теплота фазовых переходов. Индексы 1 и 3 относятся к твердой фазе, индекс 2 — к жидкой. Предполагается, что граничные и начальные условия удовлетворяют следующим требованиям: $\varphi_i(x)$, $\Phi_i(t)$ ($i = 1, 2, 3$) имеют непрерывную первую производную; $\varphi_1(0) = \Phi_0(0)$, $\varphi_3(l) = \Phi_3(0)$; $\varphi_i''(x)$ ($i = 1, 2, 3$) — кусочно непрерывны. Решение ищем для отрезка времени, в течение которого $\xi_{i-1}(t) \neq \xi_i(t)$ ($i = 1, 2, 3$).

Поставленная задача решается сведением системы уравнений в частных производных (1) — (5) к системе обыкновенных дифференциальных уравнений. Для этого $u_i(x, t)$ ($i = 1, 2, 3$) необходимо разложить в ряды Фурье по x при фиксированном t на отрезках $[\xi_{i-1}(t); \xi_i(t)]$. Имеем *

$$u_i(x, t) = \frac{\Phi_i(t) - \Phi_{i-1}(t)}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)} [x - \xi_{i-1}(t)] + \Phi_{i-1}(t) + \\ + \frac{2}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)} \sum_{j=1}^{\infty} A_{ij}(t) \sin \frac{j\pi [x - \xi_{i-1}(t)]}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)}, \\ \xi_{i-1}(t) < x < \xi_i(t) \quad i = 1, 2, 3.$$

Умножая обе части (1) на $\sin \frac{k\pi (x - \xi_{i-1}(t))}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)}$ ($k = 1, 2, \dots, \infty$) и интегрируя в пределах от $\xi_{i-1}(t)$ до $\xi_i(t)$ ($i = 1, 2, 3$), после некоторых преобразований получим систему обыкновенных дифференциальных уравнений, описывающую динамику температурного поля и границ раздела фаз в трехфазной среде:

$$A'_{ik}(t) = - \frac{a_i^2 k^2 \pi^2}{[\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)]^2} A_{ik}(t) - \frac{2k}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)} \times \\ \times \left[\frac{1}{\xi_i(t)} \sum_{j=1}^{\infty} \overline{A}_{ij}(t) W_{jk} + \xi'_{i-1}(t) \sum_{j=1}^{\infty} A_{ij}(t) U_{jk} \right] + \\ + \frac{1}{k\pi} \{ \Phi_i(t) \xi'_{i-1}(t) + [\Phi_{i-1}(t) \xi'_i(t) - (-1)^k [\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)] [\Phi'_{i-1}(t) + (-1)^{k+1} \Phi'_i(t)] \} \\ i = 1, 2, 3; \quad (6)$$

$$\xi'_i(t) = (-1)^{i+1} \cdot \left\{ \frac{\omega_i}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)} \left[\frac{2}{\xi_i(t) - \xi_{i-1}(t)} \cdot \sum_{j=1}^{\infty} j A_{ij}(t) (-1)^j - \Phi_{i-1}(t) \right] - \right. \\ \left. - \frac{\omega_{i+1}}{\xi_{i+1}(t) - \xi_i(t)} \left[\frac{2}{\xi_{i+1}(t) - \xi_i(t)} \sum_{j=1}^{\infty} j A_{ij}(t) + \Phi_i(t) \right] \right\} \quad i = 1, 2, \quad (7)$$

$$\text{где} \quad W_{jk} = \begin{cases} (-1)^{j+k+1} \frac{j}{j^2 - k^2} & j \neq k, \\ -\frac{1}{4k} & j = k; \end{cases} \quad U_{jk} = \begin{cases} \frac{j}{j^2 - k^2} & j \neq k, \\ \frac{1}{4k} & j = k; \end{cases} \quad \omega_i = \frac{\lambda_i}{Q}; \quad k = 1, 2, 3, \dots, \infty.$$

Существование решения, доказательство сходимости укороченной ($k = 1, 2, 3, \dots, n$) системы, оценка и единственность решения проводятся аналогично рассмотренному в [4] для случая двухфазной среды. Точно так же может быть рассмотрен случай среды с любым числом границ раздела фаз.

2. В некоторый момент времени $t = t_1$ границы раздела фаз сливаются, и задача Стефана для трехфазной среды вырождается в уравнение теплопроводности для всей исследуемой области $0 < x < l$. В этом случае решение ищем в виде:

$$u(x, t) = \Phi_0(t) \frac{l-x}{l} + \Phi_3(t) \frac{x}{l} + \frac{2}{l} \sum_{j=1}^{n_1} A_j^*(t) \sin \frac{j\pi x}{l}, \quad (8)$$

* Возможность разложения вытекает из существования $\frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial x^2}$ ($i = 1, 2, 3$). Выделение линейного члена, стоящего перед суммой, улучшает сходимость в крайних зонах. Во внутренних зонах, согласно (4), он обращается в 0.

** Система (6) — (7) теряет смысл при $\xi_1(t) = \xi_2(t)$. Поэтому момент $t = t_1$ вычисляется приближенно из условия, что $\varepsilon = \xi_2(t_1) - \xi_1(t)$ должно стать меньше любого наперед заданного числа (в проведенных расчетах $\varepsilon = 0,001$).

где $u(x, t_1)$, играющая роль начального условия, имеет разрыв производной при $x = \xi_1(t_1) = \xi_2(t_1) = \xi$. В связи с этим для лучшей аппроксимации этой функции приходится использовать довольно много коэффициентов Фурье $A_k^*(t_1)$ ($k = 1, 2, 3, \dots, n_1$) (в расчетах было принято $n_1 = 25$). Однако $A_k^*(t_1)$ ($k = 1, 2, \dots, n_1$) легко определяются в замкнутой форме через известные из решения предыдущей трехфазной задачи $A_{1k}(t_1)$ и $A_{3k}(t_1)$ ($k = 1, 2, \dots, n_2$), число которых может быть значительно меньше (порядка $n_2 = 7$):

$$A_k^*(t_1) = \sin \frac{k\pi\xi}{l} \left\{ \frac{1}{\pi(l-\xi)^2} \sum_{j=1}^{n_1} \frac{2jA_{3j}(t_1)}{j^2 - \frac{k^2}{(l-\xi)^2}} - \frac{1}{\pi\xi^2} \sum_{j=1}^{n_1} \frac{2j(-1)^j A_{1j}(t_1)}{j^2 - \frac{k^2}{\xi^2}} - \right. \\ \left. - \left(\frac{l}{k\pi} \right)^2 \left[\frac{\Phi_0(t_1)}{\xi} + \frac{\Phi_3(t_1)}{l-\xi} \right] \right\}; \quad k = 1, 2, 3, \dots, n_1.$$

Недостающие при $n_1 > n_2$ коэффициенты $A_{1k}(t_1)$ и $A_{3k}(t_1)$ можно принять равными 0*. Коэффициенты $A_k^*(t)$ при $t > t_1$ определяются после этого из формулы:

$$A_k^*(t) = A_k^*(t_1) e^{-\frac{k^2\pi^2 a^2}{l^2}(t-t_1)} + \frac{l}{k\pi} \int_{t_1}^t e^{-\frac{k^2\pi^2 a^2}{l^2}(t-\lambda)} [(-1)^k \Phi_3'(\lambda) - \Phi_0'(\lambda)] d\lambda; \\ k = 1, 2, 3, \dots, n_1.$$

3. В момент инверсии знака $\Phi_0(t)$ при $t = t_2$ начинается образование новой фазы. Система обыкновенных дифференциальных уравнений, описывающая динамику температурного поля и фазовой границы в двухфазной среде [4], теряет смысл при $\xi(t_2) = 0$. Поэтому решение задачи при $t > t_2$ нужно начинать с момента $t = t_2 + \delta$ (δ меньше любого наперед заданного числа), к которому граница раздела фаз продвинется на $\Delta\xi = \xi(t_2 + \delta)$.

Величина $\Delta\xi$ определяется следующим образом. На интервале $t_2 < t < t_2 + \delta$ $u_1(x, t)$ и $\xi(t)$ с достаточной точностью можно принять меняющимися линейно, а $\frac{\partial u_2(x, t)}{\partial x} \Big|_{x=\xi(t)}$, так как $u_2(x, t)$ непрерывна по t — постоянным, равным $q = \frac{\partial u(x, t_2)}{\partial x} \Big|_{x=0}$, найденному из (8) при $t = t_2$. Эти обстоятельства позволяют легко найти $\Delta\xi = \xi(t_2 + \delta)$ ** из уравнения, получающегося при $t_2 < t < t_2 + \delta$ из (5):

$$\lambda_1 \cdot \frac{\Phi_0(t_2 + \delta)}{\Delta\xi} - \lambda_2 q = Q \frac{\Delta\xi}{\delta}.$$

Найденные значения $\xi(t_2 + \delta)$ ($\delta \rightarrow 0$) и $u(x, t_2)$ при $\xi(t_2 + \delta) < x < l$ принимаются за начальные при решении двухфазной задачи Стефана. Последняя решается на интервале $t_2 + \delta < t < t_3$, где t_3 — момент следующей инверсии знака $\Phi_0(t)$, при которой вновь происходит образование трехфазной среды.

4. По рассмотренной схеме на электронной счетной машине была проведена серия расчетов температурного режима слоя грунта (глубиной до 12 м) в течение года при следующих условиях:

$$\Phi_0(t) = \theta_{cp} - 24 \sin \frac{2\pi}{T} t; \quad \Phi_3(t) = \theta_{cp} = \text{const},$$

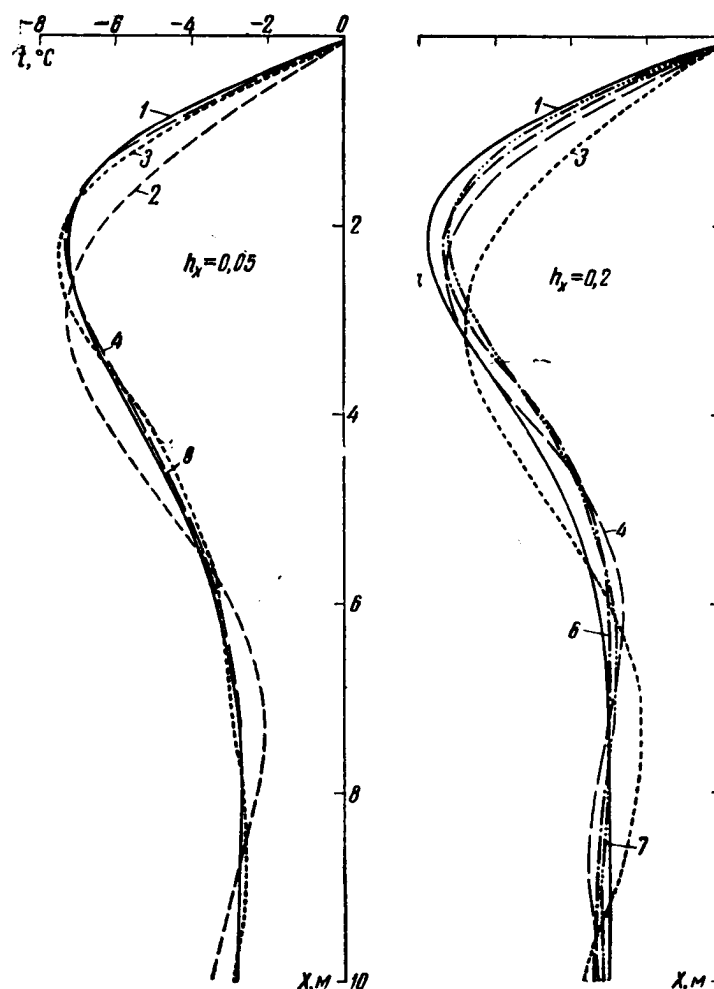
где $\theta_{cp} = -3; -7; -12^\circ$; $T = 8760$ час.; $\lambda_1 = \lambda_2 = 1,07$ ккал/м·час·град; $Q = 23\,680$ ккал/м³; $a_1^2 = a_2^2 = 2,14 \cdot 10^{-3}$ м²/час.

В начальный момент среда находится в двухфазном состоянии, $\xi(0) = 0,05$. Так как при этом $u_1(x, 0)$ почти линейна, то $A_{1k} \approx 0$. Система (6) — (7) решалась методом Эйлера, что возможно в связи с малостью $\xi_i'(t)$ (порядка $n \cdot 10^{-4}$ м/час). Расчеты проводились для случая $n = 15$.

* Проведенные расчеты показали, что во всех случаях их значения порядка 1% от значений первых коэффициентов.

** При проведении серийных расчетов удобнее задаваться величиной $\Delta\xi$. Получающееся при этом трансцендентное уравнение в наиболее важном практическом случае, когда $\Phi_0(t)$ меняется по синусоидальному закону, с достаточной точностью сводится к квадратному.

Для большей точности расчет проводился по методу Эйлера с автоматическим выбором шага по следующей схеме: если в момент $t = t_n$ шаг по t равен h_n , то сравниваются значения $A_{ik}(t_n + 2h_n)$ и $\xi_i(t_n + 2h_n)$ ($i = 1, 2, 3$; $k = 1, 2, 3, \dots, 15$), полученные при двукратном просчете с шагом h_n и однократном —



Фиг. 1. Температурное поле при $t = 0$ ($\xi_0 = 0,05$) и его аппроксимация при различном числе $A_{2k}(0)$;

1 — $u_2(x, 0)$; 2 — $n = 3$; 3 — $n = 5$; 4 — $n = 7$; 5 — $n = 9-25$; 6 — $n = 9$; 7 — $n = 25$

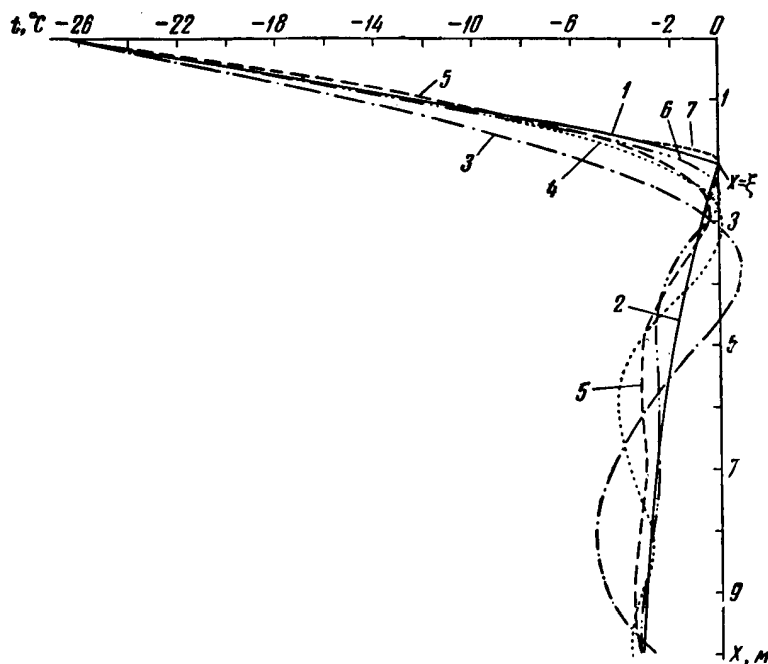
с шагом $2h_n$. Если разность этих значений ε по модулю не превышает 10^{-6} , шаг удваивается, если $10^{-6} < \varepsilon < 10^{-5}$ — шаг остается прежним, если $\varepsilon > 10^{-5}$ — шаг уменьшается вдвое и счет начинается снова с $t = t_n$. Начальный шаг принимается равным 0,5 и в процессе счета вырастает до 64 час.

В связи с отрицательностью коэффициентов при $A_{ik}(t)$ в правых частях (6) $A_{ik}(t_n + h_n)$ определяются по формуле ($i = 1, 2, 3$; $k = 1, 2, \dots, 15$):

$$A_{ik}(t_n + h_n) = A_{ik}(t_n) e^{-\psi_{ik}(t_n) \cdot h_n} + R_{ik}(t_n) \cdot \frac{1 - e^{-\psi_{ik}(t_n) \cdot h_n}}{\psi_{ik}(t_n)},$$

где $\psi_{ik}(t_n) = \frac{a_i^2 k^2 \pi^2}{[\xi_i(t_n) - \xi_{i-1}(t_n)]^2}$; h_n — шаг по t ; $R_{ik}(t_n)$ — значения правых частей в (6) без $\psi_{ik}(t_n) \cdot A_{ik}(t_n)$. В связи с тем, что $u_i(x, 0)$ задаются в табличном виде (в настоящем случае — из модели исследуемых процессов), $A_{ik}(0)$ вычисляются методом Симпсона.

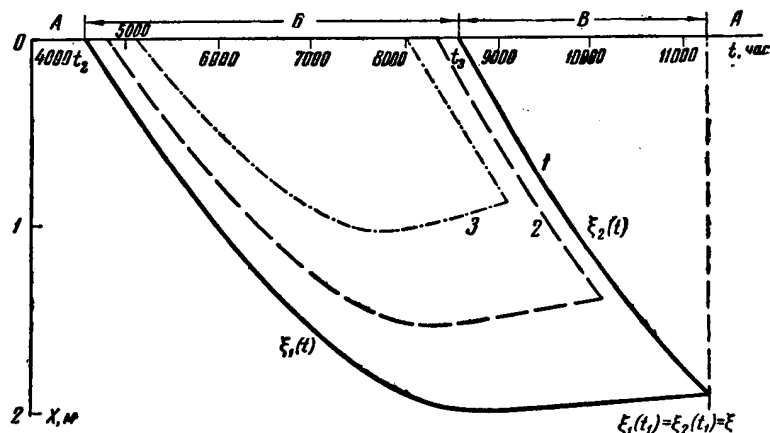
Аппроксимация $u_i(x, t)$ зависит от шага разбиения по x . На фиг. 1 показана аппроксимация $u_2(x, 0)$ ($0,05 < x < 1$) при различном числе коэффициентов с оптимальным шагом $h_x = 0,05$; здесь же изображена аппроксимация той же кривой при $h_x = 0,2$.



Фиг. 2. Температурное поле при $t = t_1$ и его аппроксимация при различном числе

$A_k(t_1)$ ($k = 1, 2, 3, \dots, 25$); $\theta_{cp} = -3^\circ$

1 — $u_2(x, t_1)$; 2 — $u_2(x, t_1)$; 3 — $n_2 = 5$; 4 — $n_2 = 7$; 5 — $n_2 = 11$; 6 — $n_2 = 15$; 7 — $n_2 = 25$



Фиг. 3. $\xi_i = \xi_i(t)$ при различных θ_{cp} : -3° (1); -7° (2); -12° (3)

A — однофазная среда; B — двухфазная среда; B — трехфазная среда

На фиг. 2 изображена температурная кривая в момент, когда границы раздела фаз сливаются. Здесь же приведена аппроксимация этой кривой при различном числе $A_k(t_1)$. На фиг. 3 приведен ход изменения границ раздела фаз за полный цикл при различных θ_{cp} .

Проведенные расчеты показали, что величина $\xi_i(t)$ определяется достаточно точно при малых n (можно ограничиться $n = 3$), в то время как температурное поле (как и следовало ожидать) — при несколько большем n — порядка 7. Так как одной из специфических особенностей задач с подвижными границами раздела фаз является то, что незначительная ошибка в определении температурного поля практически не сказывается на движении границ раздела фаз [5], при проведении конкретных расчетов можно ограничиться случаем $n = 3$, и решение может быть получено на машинах ручного счета.

Автор считает своим долгом выразить благодарность В. А. Кудрявцеву за ряд ценных указаний.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила
15. X 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Рубинштейн Л. И. Об определении положения границы раздела фаз в одномерной задаче Стефана. Докл. АН СССР, 58, № 2, 1947.
2. Рубинштейн Л. И. К вопросу о численном решении задачи Стефана. Изв. высш. уч. заведений, сер. матем., № 4, 1958.
3. Каменомостская С. Л. О задаче Стефана. Научн. докл. высш. школы, 1, № 1, 1958.
4. Меламед В. Г. Сведение задачи Стефана к системе обыкновенных дифференциальных уравнений. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1958.
5. Лейбензон Л. С. К вопросу о затвердевании земного шара из первоначального расплавленного состояния. Изв. АН СССР, № 6, 1939.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Г. В. ГРУЗА

О КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ АТМОСФЕРНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Главной задачей энергетики атмосферы является изучение энергетических причин возникновения воздушных течений и превращений различных видов энергии в атмосфере.

Основным источником кинетической энергии атмосферы является потенциальная энергия термически неоднородного поля, существующего за счет неравномерного притока солнечной радиации к земной поверхности. Перераспределение энергии движущихся масс воздуха, зависящее от структуры самого движения, может оказываться существенным фактором создания различных особенностей циркуляции. В связи с этим изучение изменений кинетической энергии атмосферы и распределения энергии между различными компонентами движения приобретает особый интерес.

Обозначая скорость в каждой точке с помощью зональной и меридиональной составляющих u и v , каждую из которых можно представить в виде суммы средней величины и отклонения от средней (обозначаемых соответственно чертой и штрихом сверху), получим общеизвестное выражение для энергии:

$$E = \frac{1}{2} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \overline{u'^2} + \overline{v'^2}), \quad (1)$$

где E — полная кинетическая энергия единицы массы воздуха.

Величина каждого слагаемого в (1) будет существенно зависеть от масштаба осреднения и от характера сглаживания исходных данных о ветре. Последнее определяется инертностью измерительных приборов или осредняющей способностью вычислительных схем. Иными словами, исходные u и v могут быть получены из наблюдений уже как осредненные для некоторой области пространства или времени, тогда пульсации скорости внутри этой области окажутся вне нашего рассмотрения. Таким образом, выражение (1) можно было бы дополнить слагаемыми типа двух последних, описывающими роль пульсаций масштабов, более мелких, чем те, по которым осреднены исходные u и v .

В настоящей работе мы пользовались методом вычисления скорости ветра и составляющих кинетической энергии по картам барической топографии, предложенным А. С. Мониным [1]. Для вычисления конечных разностей геопотенциалов при расчете скорости геострофического ветра был взят шаг по широте 10° (т. е. порядка 1000 км). Таким образом, турбулентность внутри этой области является, с нашей точки зрения, «мелкомасштабной». Нерегулярные движения больших масштабов, которые являются существенной чертой общей циркуляции атмосферы, т. е. планетарных движений, служат основными элементами макротурбулентности.

Зональная и меридиональная составляющие скорости определялись по формулам

$$u = \frac{0,62}{\cos \varphi} \delta_{\varphi} \text{ м/сек}, \quad (2)$$

$$v = \frac{0,31}{\sin \varphi \cos \varphi} \delta_{\lambda} \text{ м/сек}, \quad (3)$$

где φ — дополнение широты; $\delta_{\varphi}, \delta_{\lambda}$ — приращение геопотенциала на 10° широты и, соответственно, на 20° долготы.

Вычисления проведены нами для области северного полушария, находящейся севернее 30° с. ш., за 1953 и 1956 гг., на уровне 700 мб. Ежедневные данные осреднялись по кругам широты.

Для анализа полезно рассмотреть отдельно кинетическую энергию среднего движения (\bar{E}), описываемую первым слагаемым в (1); энергию макротурбулентности (b) — суммой третьего и четвертого слагаемых; энергию всех зональных движений (E_{λ}) — суммой первого и третьего слагаемых; энергию всех меридиональных движений (E_{φ}), описываемую в нашем случае одним четвертым слагаемым (так как $\bar{v} \equiv 0$).

Слагаемые, описывающие энергию макротурбулентности $\overline{u'^2}$ и $\overline{v'^2}$, вместе с величиной

$$\pi = \overline{uv} = \overline{u'v'}, \quad (4)$$

которая определяет меридиональный поток количества движения, являются компонентами корреляционного тензора поля скорости.

Величина π определяет также и меридиональный поток момента количества движения, конвергенция которого, пропорциональная величине $-\frac{\partial}{\partial \vartheta} \pi \sin^2 \vartheta$,

является одним из факторов изменения средней зональной скорости \bar{u} , т. е. одним из факторов изменения кинетической энергии среднего движения.

Другим процессом, регулирующим перераспределение кинетической энергии, является обмен между энергией среднего (\bar{E}) и турбулентного (b) движений. Скорость этого обмена существенно зависит от широтных изменений локального индекса зональной циркуляции, который численно определяется (в тысячных долях угловой скорости вращения Земли) как

$$I = \frac{2,1}{\sin \vartheta} \bar{u}. \quad (5)$$

Для случая зонально осредненного движения скорость обмена кинетической энергией между средним и пульсационным движением, отнесенная к единице массы, может быть вычислена по формуле

$$A = -0,43 \cdot 10^{-6} \sin \vartheta \delta I \cdot \pi \text{ м}^2/\text{сек}^3, \quad (6)$$

где δI — изменение индекса циркуляции при изменении широты на 10° .

В отличие от мелкомасштабной турбулентности макротурбулентность может выступать по отношению к среднему движению не только как диссипативный фактор (когда A положительно), но может служить также и источником энергии среднего движения. В последнем случае коэффициент макротурбулентной вязкости оказывается отрицательным [1].

Эти два процесса, влияющие на перераспределение кинетической энергии, являются внутренними по отношению к макродвижениям. Внешние процессы: обмен кинетической энергии с потенциальной, с энергией турбулентности мелких масштабов, диссипация кинетической энергии за счет вязкости и превращение во внутреннюю энергию здесь не рассматриваются.

Обзор работ, посвященных затрагиваемым здесь вопросам, имеется в [1] и в реферативной статье [2], где приведена достаточно полная библиография.

На фиг. 1, а дано сравнение средних для полушария индексов зональной циркуляции со средними многолетними данными, приведенными в [3], и с вычисленными по картам Х. П. Погосяна в [4]. Отсюда видно, что годовой ход индексов циркуляции в 1953 и 1956 гг. для уровней 700 и 500 мб достаточно близок к многолетнему.

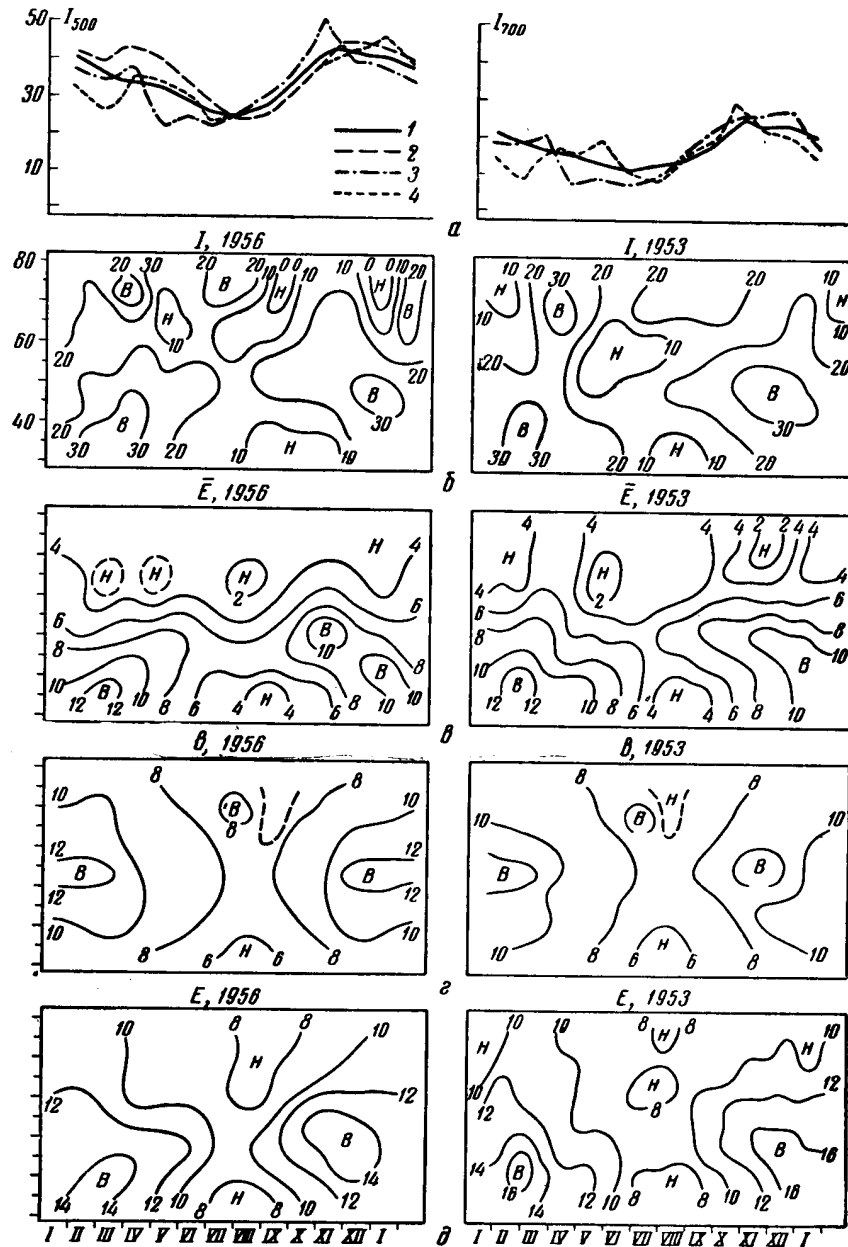
Широтное распределение среднегодовых локальных индексов зональной циркуляции за 1953 и 1956 гг. оказалось почти идентичным (фиг. 2, а).

Энергия макротурбулентности в среднем оказывается больше энергии упорядоченного западно-восточного переноса, что говорит о большем удельном весе энергии макротурбулентности, т. е. циклонической деятельности в общей энергии атмосферы (таблица, фиг. 2, б).

Широтное распределение среднегодовых составляющих кинетической энергии

Широта, град.	75	70	65	60	55	50	45	40	35
1953 г.									
$E, \text{ м}^2/\text{сек}^2$	41,4	45,0	48,6	54,3	64,4	69,4	76,5	75,6	72,9
$\bar{E}, \% \text{ к } E$	17,2	17,4	16,2	22,1	29,8	44,9	46,9	47,4	53,4
$b, \% \text{ к } E$	82,2	82,6	83,8	77,9	70,2	55,1	53,1	52,6	46,6
$E_\vartheta, \% \text{ к } E$	57,4	49,2	49,0	45,8	39,0	31,1	23,3	19,9	17,8
$E_\lambda, \% \text{ к } E$	42,6	50,8	51,0	54,2	61,0	68,9	76,7	80,1	82,2
$1/2 \bar{u}^2, \% \text{ к } E$	25,4	33,4	34,8	32,1	31,2	24,0	29,8	32,7	28,8
1956 г.									
$E, \text{ м}^2/\text{сек}^2$	47,4	47,1	49,1	58,4	72,9	80,5	79,9	78,2	69,0
$\bar{E}, \% \text{ к } E$	19,6	15,4	13,1	19,3	28,0	38,0	46,3	47,5	50,9
$b, \% \text{ к } E$	80,4	84,6	86,9	80,7	72,0	62,0	53,7	52,5	49,1
$E_\vartheta, \% \text{ к } E$	56,4	50,8	50,7	45,5	38,2	31,9	23,6	20,6	17,0
$E_\lambda, \% \text{ к } E$	43,6	49,2	49,3	54,5	61,8	68,1	76,4	79,4	83,0
$1/2 \bar{u}^2, \% \text{ к } E$	24,0	33,8	36,2	35,2	33,8	30,1	30,1	31,9	32,1

Заметим, что полная кинетическая энергия в Северном полушарии в 1956 г. была больше, чем в 1953 г., именно за счет макротурбулентности, что, вероятно, можно объяснить увеличением в 1956 г. солнечной активности [5].



Фиг. 1. Годовой ход и изоупеты

α — индекса циркуляции на уровне 700 и 500 мб; δ — индекса циркуляции; ϵ — энергии среднего движения; ε — энергии макротурбулентности; θ — полной кинетической энергии. 1 — среднее многолетнее; 2 — по данным Х.П. Погоряна; 3 — 1953 г.; 4 — 1956 г.

Данные о широтных изменениях и годовом ходе всех вычисленных величин приведены нами в виде изоупет на фиг. 1 и 3. Изолинии составляющих энергии на этих рисунках приведены для соответствующих значений скорости через 2 м/сек, вычисленных как корень квадратный из удвоенной энергии (для наглядности пунктиром проведены промежуточные изолинии).

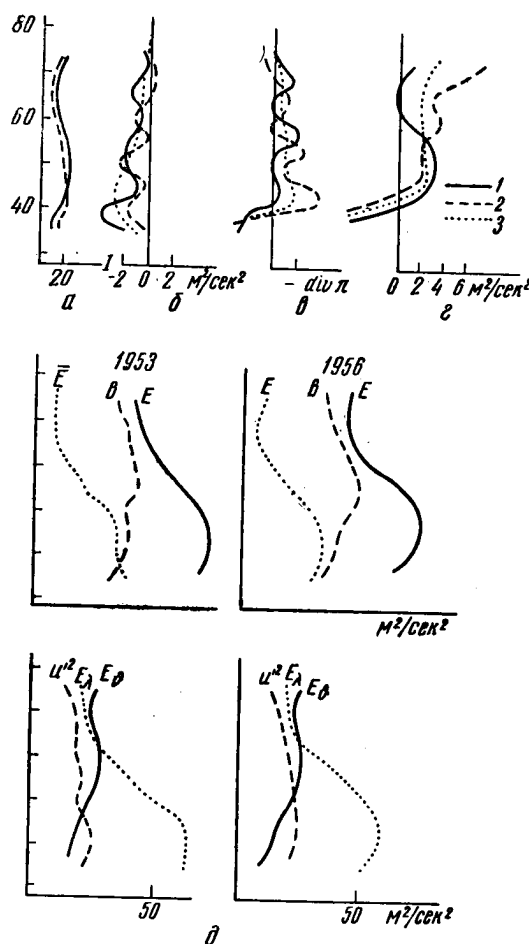
Для всех величин характерно наличие летнего минимума и зимнего максимума. Отметим, что в то время как для величин I , \bar{E} , E_λ , E характерно наличие максимума в субтропической зоне, энергия макротурбулентности b достигает максимума в зоне $50-55^\circ$ с. ш. и сравнительно слабо меняется с широтой, а энергия меридиональных движений E_λ максимальна в зоне $50-70^\circ$ с. ш. и убывает к югу. Линии в виде точек на фиг. 3, б, в обозначают широты, где соответственно $E_\lambda = E_\phi$ и $\bar{u}^2 = \bar{v}^2$. На фиг. 3, г представлены изоплеты конвергенции потока количества движения. Область положительных движений, т. е. область накопления количества движения, заштрихована.

Однозначной связи между зональными особенностями энергии среднего движения и конвергенцией потока количества движения не наблюдается. Однако зона максимальных значений E и более южные районы чаще совпадают с зоной потери количества движения. Накопление количества движения происходит севернее зоны максимальных скоростей среднего движения.

Отметим, что интегральная по высоте картина, приведенная, например, для января 1949 г. Минтцем [6], также указывает на отток количества движения из субтропической зоны максимума зональной скорости.

Максимум конвергенции на 55° с. ш. в [6] тесно связан со вторичным максимумом зональной скорости на этой широте.

Скорость трансформации энергии среднего движения в энергию макротурбулентности A (фиг. 2, б) по отношению к среднему потоку чаще всего играет роль, обратную конвергенции количества движения. В умеренных широтах A в среднем оказывается положительным (на фиг. 3, б заштриховано), т. е. происходит диссипация среднего движения. Наоборот, в зоне максимальных скоростей среднего зонального потока A чаще всего отрицательно, т. е. энергия пульсаций передается среднему потоку.



Фиг. 2. Широтное распределение среднегодовых величин

а — индекса циркуляции; б — $\pi = \bar{u}' \bar{v}'$; в — конвергенции количества движения; г — скорости обмена энергией между средним движением и макротурбулентностью; б — составляющих кинетической энергии за два года. 1 — 1953 г.; 2 — 1956 г.; 3 — среднее за 2 года.

В таблице приведены данные о распределении среднегодовых составляющих кинетической энергии по широтам (в процентах по отношению к полной энергии E , которая приводится в абсолютных величинах).

Среднегодовое широтное распределение всех исследуемых величин приведено на фиг. 2.

Данные таблицы и фиг. 2 показывают, что в умеренных и полярных широтах основная доля кинетической энергии приходится на макротурбулентность. Только южнее 50° с. ш. энергия среднего движения приближается к величине энергии макротурбулентности.

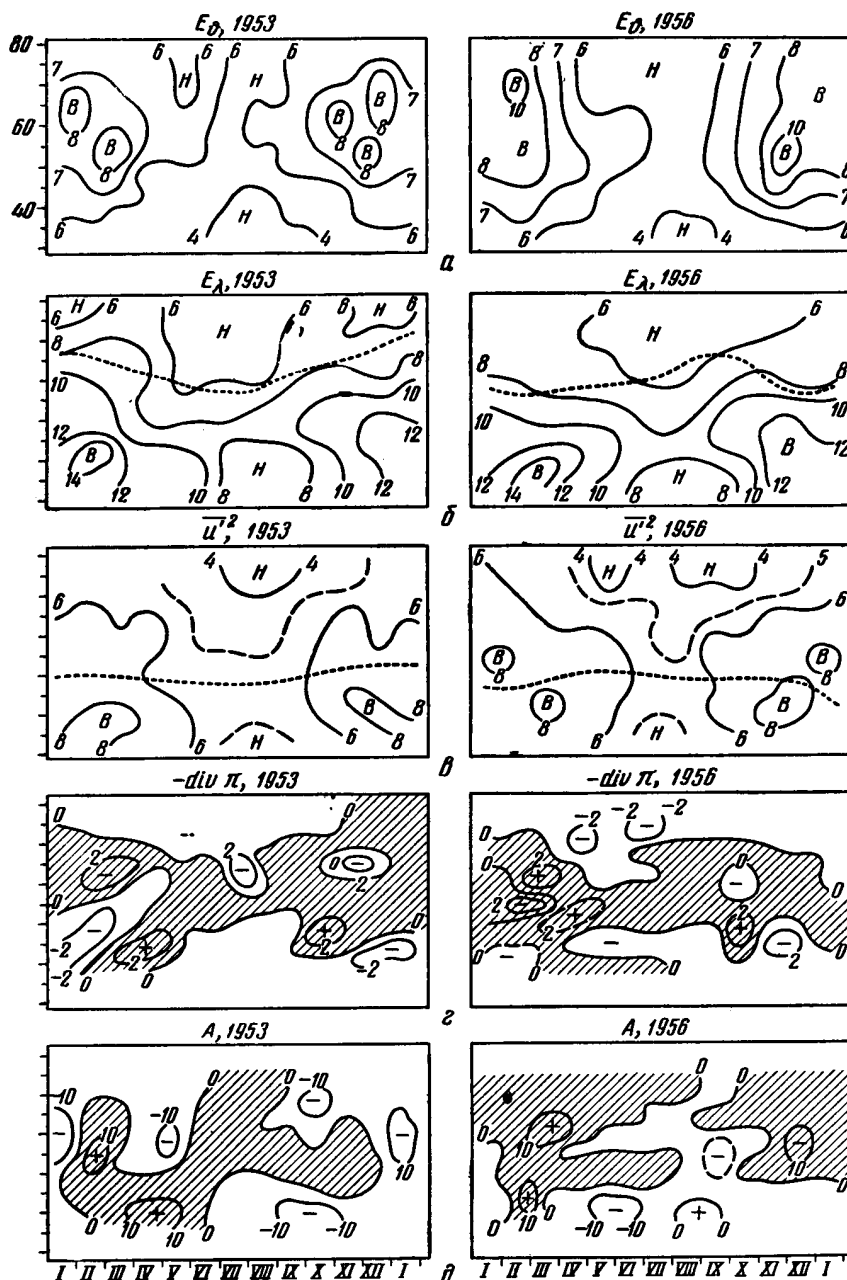
Севернее 60° с. ш. энергии меридиональных и зональных движений близки между собой, южнее энергия зональных движений становится большей.

Интенсивность меридиональных движений (и, следовательно, междуширотного воздухообмена) мало меняется севернее 50° с. ш. и убывает к югу от этой широты.

На основе изложенного можно дать следующую схему роли макротурбулентного обмена в создании зональных особенностей общей циркуляции (эта схема дает лишь

преимущественное направление процессов, представляющееся нам наиболее вероятным в среднем).

Теплообмен между экваториальной и полярной областями осуществляется в основном нерегулярными течениями большого масштаба. В результате крупномасштабной турбулентности происходит сближение теплых и холодных воздушных масс и образуются локальные области больших контрастов температур. В этих областях



Фиг. 3. Изоплеты

a — энергии меридиональных движений; b — энергии зональных движений; c — энергии зональных пульсаций скорости; d — конвергенции количества движения; e — скорости обмена энергией между средним движением и макротурбулентностью

происходит интенсивное превращение потенциальной энергии в кинетическую (энергию крупномасштабных пульсаций скорости). Развивающаяся при этом турбулентность более мелких масштабов продолжает процесс выравнивания температур. Такой процесс постепенного уничтожения контрастов температур турбулентностью все

меньших масштабов, доходящих до молекулярной вязкости, описан для случая мелкомасштабной турбулентности А. М. Обуховым [7].

Поскольку преобладающий температурный градиент будет меридиональным, статистическое среднее возникающих нерегулярных скоростей будет давать отличную от нуля скорость среднего западно-восточного переноса.

Междуширотный обмен приводит к уменьшению среднего меридионального температурного градиента, поскольку он создает потепление на севере и похолодание на юге. Севернее зоны усиленного обмена будет сохраняться холод, южнее — тепло. Поэтому на границах этой зоны, т. е. там, где обмен уменьшается, происходит усиление температурных контрастов, или фронтогенез.

Так как междуширотный обмен резко убывает в субтропической зоне максимальных зональных скоростей, то ясно, что он поддерживает контрасты температур в этой зоне наиболее интенсивно. Энергия среднего зонального потока в этой зоне частично черпается из энергии пульсаций, которые создаются локальными контрастами температур.

В результате междуширотного обмена из субтропической зоны больших скоростей происходит отток количества движения, т. е. конвергенция потока момента количества движения отрицательна.

В умеренных широтах, наоборот, происходит накопление количества движения, и максимум этого накопления (конвергенции количества движения) связан со вторичным максимумом зональной скорости. Энергия среднего зонального переноса в этих широтах частично тратится на энергию макротурбулентности, т. е. на циклоническую деятельность, усиливая междуширотный теплообмен.

Среднеазиатский научно-исследовательский
гидрометеорологический институт

Поступила
11.IX 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Монин А. С. О макротурбулентном обмене в земной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1956.
2. Ракипова Л. Р. Исследование переноса момента количества движения в атмосфере. Метеорол. и гидрол., № 11, 1958.
3. Машкович С. А., Добришман Е. М., Хейфиц Я. М. Характеристики зональной циркуляции. Гидрометеоиздат, М., 1958.
4. Дзердзеевский Б. Л., Монин А. С. Типовые схемы общей циркуляции атмосферы в северном полушарии и индекс циркуляции. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.
5. Ракипова Л. Р. О воздействии солнечной активности на общую циркуляцию атмосферы, Тр. ГГО, вып. 87, 1959.
6. Mintz J. The geostrophic poleward flux of angular momentum in the month of January. Tellus, 1, No 3, 1949.
7. Обухов А. М. О структуре температурного поля в турбулентном потоке. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 13, № 1, 1949.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Т. П. АМИНЕВА

РАДИОАКТИВНОСТЬ ВОЗДУХА В СВЯЗИ С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ В РАЙОНЕ ЭЛЬБРУСА

Известно, что содержание радиоактивных элементов, поступающих в атмосферу главным образом в виде газообразных эманаций, подвержено значительным пространственным и временным колебаниям [1]. Метеорологические условия, а также радиоактивные загрязнения, возникающие в результате экспериментальных атомных взрывов, существенно влияют на содержание радиоактивных элементов в атмосфере. Ионизационный баланс приземного слоя воздуха сильно зависит от эксхалации радиоактивных эманаций из земли в воздух [2]; поэтому в ряде случаев важно знать степень радиоактивности воздуха и ее связь с метеорологическими условиями.

О связи радиоактивности с метеорологическими условиями в литературе имеются немногочисленные и противоречивые данные. Радиоактивность воздуха имеет суточный ход с максимумом ночью или в ранние утренние часы, когда возможно накопление почвенных газов близ поверхности земли, и минимумом после полудня — т. е. в часы наибольшего перемешивания в атмосфере [3, 4]. На радиоактивность сильно влияет ветер [5, 6]. Роль осадков заключается в вымывании из воздуха радиоактивных аэрозолей; кроме того, высокое содержание воды в почве ведет к закупорке капилляров и затрудняет поступление эманаций в воздух [3, 7, 13]. Поэтому после выпадения осадков радиоактивность воздуха обычно понижается.

Связь радиоактивности с давлением, влажностью и температурой воздуха исследована слабо. Одни [4, 6, 8] считают, что прямой связи с влажностью и давлением нет; другие, наоборот, отмечают прямо пропорциональную зависимость от влажности и давления [5].

В районе Эльбруса измерения радиоактивности воздуха проводились в 1929—1930 гг. А. Б. Вериге [9] методом активированной проволоки. Измерения проводились на Кругозоре Эльбруса, леднике Малый Азау, в селе Тегенекли и на Приюте 11. Было отмечено понижение радиоактивности воздуха с увеличением высоты расположения станции (Приют 11, ледник Малый Азау) (связь с метеорологическими условиями не рассматривалась). Интервал измеренных значений $(0,26—5,1) \cdot 10^{-13}$ Curie/л.

Ниже приводятся результаты измерений радиоактивности воздуха на станциях Эльбрусской экспедиции с целью установления связи радиоактивности с различными метеорологическими условиями и электрической проводимостью воздуха, которые сопровождалась исследованием качественного состава проб.

Таблица 1

Время года	Обсерватория		Пик Терскол	
	число случаев	Curie/л $\cdot 10^{13}$	число случаев	Curie/л $\cdot 10^{13}$
Зима	394	0,49	338	0,28
Лето	667	0,58	328	0,49

Измерения радиоактивности воздуха велись одновременно в течение двух лет, начиная с лета 1957 г., двумя станциями — Обсерваторией Терскол, расположенной на дне долины Азау (высота 2140 м над уровнем моря, ширина 600—700 м, вытянута с юго-востока на северо-запад; северный склон, покрытый лесом, освобождается от снега в мае — июне; южный, покрытый травой, освобождается от снега в апреле — мае; почва песчаная), и Пиком Терскол (высота 3080 м над уровнем моря, на северо-востоке находится Терскольское ущелье и ледник Терсколак, на юге — долина Азау, на северо-западе — Эльбрус и ледник Кара-Баши; почва каменистая, от снега освобождается в июне — июле, растительность — трава).

Измерения радиоактивности велись методом забора проб воздуха [10]; применялся ватный электростатический фильтр Петрянова ФПШ-15 с рабочей площадью $5 \cdot 10$ см²; воздух протягивался с помощью моторов от пылесосов «Ракета» или «Урал-лест». За 10 мин. экспозиции фильтра протягивалось $7,5$ м³ воздуха. Пробы брались на

Радиоактивность воздуха

899

уровне 70—80 см от поверхности земли (зимой—от поверхности снега). Эффективность захвата фильтром аэрозолей близка к 100%. Обсчет проб производился по β -активности цилиндрическим счетчиком Гейгера—Мюллера типа АС-2.

Таблица 2

Состояние поверхности почвы			Обсерватория		Пик Терскол	
			число случаев	Curie/л·10 ¹³	число случаев	Curie/л·10 ¹³
Покрыта снегом	Снег свежий (1 сутки)	Склоны покрыты снегом полностью	87	0,42	120	0,35
		Склоны покрыты снегом частично	68	0,64		
	Снег старый	Склоны покрыты снегом полностью	148	0,40	268	0,25
		Склоны покрыты снегом частично	91	0,49		
	Среднее			0,49		0,28
Сухая			545	0,61	283	0,49
Сырая	Сырая после таяния снега и после дождей		167	0,50	196	0,43
	Сырая после дождя (измерения ведутся сразу после окончания дождя)		122	0,51	55	0,47
	Среднее			0,50		0,45

Таблица 3

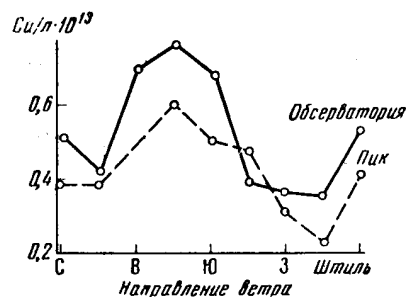
Дата	Обсерватория			Пик Терскол		
	Характер и время осадков	Радиоактивность Curie/л·10 ¹³		Характер и время осадков	Радиоактивность Curie/л·10 ¹³	
		до осадков	после осадков		до осадков	после осадков
9.IV	Слабый ливневой снег 9 ч. 20 м.—9 ч. 45 м.	0,40	0,34	—	—	—
9.IV	Слабый ливневой снег 11 ч. 20 м.—12 ч.	0,31	0,20	—	—	—
23.V	Ливневой дождь 15 ч. 30 м.—16 ч. 15 м.	0,22	0,14	—	—	—
16.VI	Ливневой дождь 10 ч. 30 м.—10 ч. 42 м.	0,48	0,24	—	—	—
18.VI	Ливневой дождь 13 ч. 20 м.—14 ч.	0,32	0,29	—	—	—
3.VII	Ливневой дождь 13 ч. 13 м.—13 ч. 30 м.	0,47	0,55	—	—	—
11.VII	Ливневой дождь 12 ч. 50 м.—13 ч.	1,00	0,80	—	—	—
29.VII				Ливневой дождь 14 ч. 10 м.—17 ч. 10 м.	0,52	0,46
1.VIII	Ливневой дождь 17 ч. 05 м.—18 ч. 20 м.	0,38	0,33	Ливневой дождь 16 ч. 45 м.—17 ч. 25 м.	0,39	0,27
12.VIII	Ливневой дождь 13 ч. 40 м.—14 ч. 20 м.	0,31	0,26	Ливневой дождь 13 ч. 40 м.—14 ч. 20 м.	0,29	0,18
5.IX	Ливневой дождь 11 ч. 20 м.—12 ч. 20 м.	0,24	0,19	Ливневой дождь 11 ч. 20 м.—12 ч. 20 м.	0,25	0,21
5.IX	Ливневой дождь 13 ч. 30 м.—14 ч. 30 м.	0,19	0,16	Ливневой дождь 13 ч. 30 м.—14 ч. 30 м.	0,29	0,23

Одним из факторов, определяющих степень радиоактивности атмосферного воздуха, является состояние поверхности почвы. Очевидно, от этого и зависит различие в степени активности для летних и зимних месяцев (табл. 1). Наибольшая величина активности наблюдается при сухой почве, наименьшая — при почве, покрытой снегом (табл. 2), что хорошо согласуется с данными других авторов [5, 11]. Зависимость степени радиоактивности от толщины снежного покрова в горных условиях трудно установить вследствие сдувания снега ветром и неравномерности высоты снежного покрова.

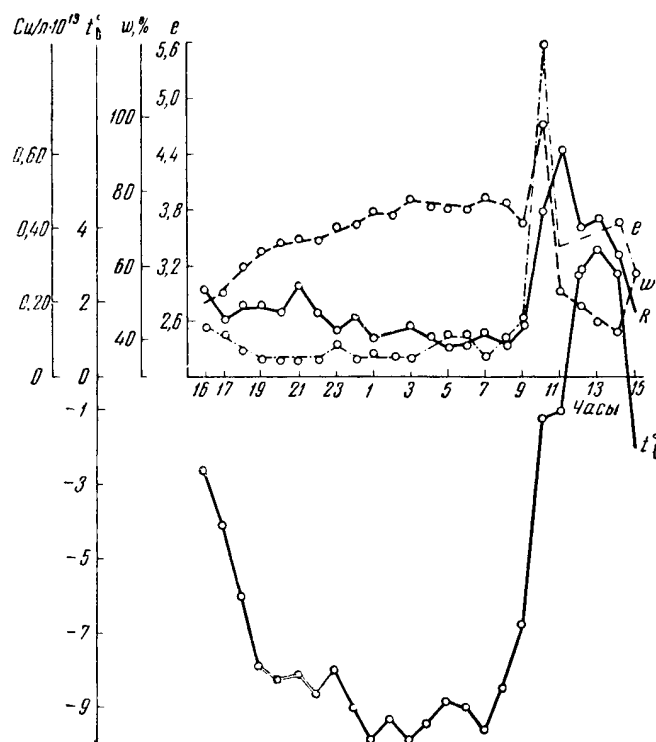
После выпадения осадков, как правило, наблюдалось понижение радиоактивности воздуха в среднем на 10—15% (табл. 3).

При ветрах юго-восточного направления наблюдается наибольшая радиоактивность, при ветрах северного и западного направлений — наименьшая (фиг. 1) (на фиг. 1—5 следует читать $Cu/\mu \cdot 10^{-13}$). Зависимости от скорости ветра не обнаружено.

По средним данным, наиболее высокие значения активности соответствуют высоким значениям влажности. Сравнение хода степени радиоактивности и влажности воздуха для каждого дня в отдельности (фиг. 2) показывает, что в большинстве случаев увеличению радиоактивности соответствует увеличение влажности. Однако возможно, что



Фиг. 1. Степень радиоактивности воздуха при различных ветрах

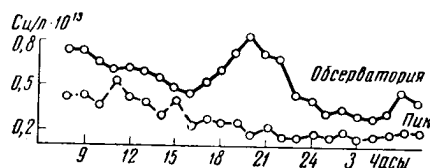


Фиг. 2. Радиоактивность (R), влажность (ω) и абсолютная влажность (e) воздуха

здесь сказывается лишь косвенная связь: ветры восточного и юго-восточного направлений, при которых отмечается более высокая радиоактивность, приносят обычно и более влажный воздух.

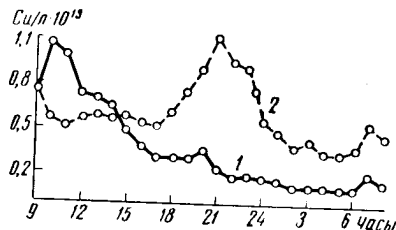
Суточный ход радиоактивности воздуха в Обсерватории Терскол отличается от хода на Пике Терскол (фиг. 3): для первой основной максимум наблюдается в 21 час и вторичный — в 9 час. утра; для второго очень слабо выраженный максимум наблюдается только днем, в 12 час. По данным работ [3, 4] в условиях равнины максимум наблюдается в ранние утренние часы, при отсутствии перемешивания в атмосфере.

В горных условиях действуют причины, искажающие суточный ход радиоактивности по сравнению с равнинными — по-видимому, горно-долинные потоки. Можно предполагать, что наблюдаемый в обсерватории Терскол вечерний максимум обусловлен юго-восточными потоками, начинающимися после захода солнца, в 16—17 час. и отличающимися наиболее высоким содержанием радиоактивности (см. фиг. 1). Это соответствует и тому, что зимой при почве, покрытой снегом, и отсутствии горно-долинных потоков наблюдается только утренний максимум, а основного максимума в 21 час нет (фиг. 4).



Фиг. 3

Фиг. 3. Суточный ход радиоактивности воздуха



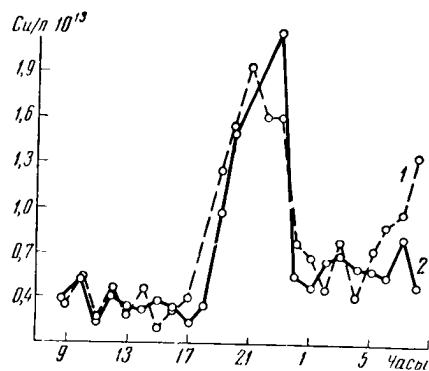
Фиг. 4

Фиг. 4. Ход радиоактивности воздуха в Обсерватории зимой (1) и в остальные месяцы (2)

Весной же, при появлении первых проталин на южном склоне и горно-долинных потоков, отмечается небольшое увеличение радиоактивности в 20—21 час, максимум становится ярко выраженным после исчезновения снежного покрова.

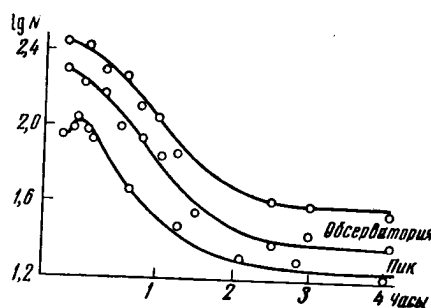
Для Пика картина совсем иная. Там нет различия в суточном ходе для зимних и летних месяцев, а лишь небольшое увеличение активности в первой половине дня, т. е. в период наибольшего нагревания поверхности почвы и усиления восходящих конвективных потоков, которые переносят радиоактивные частицы со дна долины (Обсерватория) вверх, на высоту Пика.

Следует отметить, что на Пике радиоактивность в среднем в два раза ниже, чем в Обсерватории.



Фиг. 5

Фиг. 5. Величины и ход радиоактивности воздуха у поверхности земли (1) и на высоте 13 м (2)



Фиг. 6

Фиг. 6. Зависимость радиоактивности от температуры воздуха

Степень радиоактивности воздуха у поверхности земли и на высоте 3 и 13 м над земной поверхностью существенно не отличается (фиг. 5), что является следствием интенсивного турбулентного перемешивания.

Прямо пропорциональная зависимость степени радиоактивности от температуры воздуха объясняется, по-видимому, тем, что низкие температуры приходится на зимние месяцы, когда почва покрыта снегом.

Как показали измерения [12], электрическая проводимость воздуха на Пике Терскол в среднем в два раза меньше, чем в долине Азау (Обсерватория Терскол), несмотря на рост космического излучения с высотой. Степень радиоактивности на Пике также в среднем в два раза ниже, чем в Обсерватории.

Следовательно, основным фактором ионизации воздуха у поверхности земли является эксгаляция радиоактивных эманаций из земли, а космическое излучение играет второстепенную роль.

На основании анализа кривых распада радиоактивных веществ, осевших на фильтре (фиг. 6), приходим к выводу, что в смеси улавливаемых нами естественных радиоактивных веществ присутствуют производные радона и торона.

Выражаю благодарность Н. В. Красногорской за руководство работой, а также сотрудникам Эльбрусской экспедиции, принимавшим участие в проведении измерений, — В. И. Солодовникову, Г. Г. Белову, Н. Т. Каирову, С. Цамакаеву.

Академия наук СССР
Институт прикладной геофизики

Поступила
23. VI 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В. И. Радиометрия. Изд. АН СССР, 1956.
2. Hess V. F. Rn, Tn and their decay in the atmosphere. J. Atmos. and Terr. Phys., 3, 1953.
3. Wright, Smith. The variations with meteorological conditions of the amount of radium emanation in the atmosphere in the soil, gas and in the air, exhaled from the surface of the ground at Manila. Phys. Rev., 5, 1915.
4. Tanaevsky Vassy. Radioactivité naturelle et artificielle de l'atmosphère. Ann. Géophys., No 4, 1955.
5. Burk, Nollan. Observations on the radium A content of the atmosphere. Proc. Roy. Irish. Acad., 53A, No 9, 1950.
6. Reiter R. Der Emanationsgehalt der Luft in der Nördlichen Kalkalpen in Abhängigkeit von atmosphärischer Schichtung und Windrichtung. Naturwissenschaften, H. 23, 1955.
7. Грамаков А. Г. О влиянии некоторых факторов на распространение радиоактивных эманаций. Ж. геофизики, № 2-3, 1936.
8. Вериго А. Б. Определение содержания эманации радия в атмосферном воздухе района архипелага Земли Франца-Иосифа. Тр. Гос. радиового ин-та, 4, 1938.
9. Вериго А. Б. Определение содержания эманации радия в атмосферном воздухе на Эльбрусе. Тр. Гос. радиового ин-та, 4, 1938.
10. Crosthwait. A measurement of atmospheric radioactivity at Wellington. N. Z. J. Sci. and Technol., 37, No 3, 1955.
11. Hultravist B. Account of ionization caused by radioactive matter in the earth. Tellus, 4, No 1, 1952.
12. Красногорская Н. В. Изменения электрической проводимости воздуха в различных метеорологических условиях. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1958.
13. Солодихина Л. Д. Об естественной радиоактивности атмосферных осадков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1959.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

Т. Н. ЖИГАЛОВСКАЯ, В. Н. БАЛАБАНОВА

ИЗУЧЕНИЕ РАССЕЯНИЯ ДЫМА ЙОДИСТОГО СЕРЕБРА
В ЗАМКНУТОМ СОСУДЕ

Изучение рассеяния твердых аэрозолей представляет интерес в связи с различными геофизическими задачами (закономерности распространения промышленных дымов в атмосфере, методы воздействия на облака и туманы). В связи с опытами по воздействию на искусственные туманы существенное значение имеет выяснение причин рассеяния дыма йодистого серебра в замкнутом сосуде.

Рассеяние дыма хлористого аммония в замкнутом сосуде (камере) изложено в работе [1]. Равномерное осаждение аэрозоля на поверхности камеры объяснялось наличием температурных градиентов в камере и возникновением конвективных потоков. Для описания процесса рассеяния авторами использовано уравнение диффузии; коэффициент турбулентной диффузии определен по графику зависимости оптической плотности дыма от времени.

Ранее нами [2] было изучено рассеяние в камере мелкодисперсного водяного тумана с наиболее вероятным значением диаметров капель 5—6 м. В этом случае рассеяние было также обусловлено наличием в камере конвективных потоков. Коэффициент турбулентной диффузии определялся по наклону прямой, построенной по экспериментальным данным в координатах $\lg \frac{n(0, t)}{1,6n_0}$ и t , где $n(0, t)$ и n_0 — значения частичной концентрации аэрозоля в момент времени t (в центре камеры) и в начальный момент времени, соответственно. Значения $n(0, t)$ и n_0 измерялись с помощью ловушек облачных капель. Вычисленное значение коэффициента диффузии оказалось $\sim 1 \text{ см}^2/\text{сек}$; примерно такая же величина была найдена в работе [1].

Можно было предполагать, что рассеяние дыма йодистого серебра происходит также вследствие перемешивания.

Изучение рассеяния дыма йодистого серебра производилось в цилиндрической камере объемом 13 м³, при значениях температуры +20 и -10°, по осаждению вещества на внутренней поверхности камеры. Аэрозоль получался путем возгонки в вольтовой дуге порошкообразного йодистого серебра (навески 0,2 и 25 мг) за время ~ 15 сек.

Таблица 1

Навеска, мг	Температура, °C	Время выдержки, час	Количество осевшего вещества, мг/см ² ·10 ⁷				Среднее значение, мг/см ² ·10 ⁷	На всю поверхность, мг
			дно	низ	середина	верх		
0,2	+20	43	2,94	4,06	3,50	2,73	3,31	0,122
0,2	-10	25	1,90	1,80	2,60	2,10	2,21	0,081
0,2	+20	50	4,84	4,79	6,30	7,72	5,91	0,219
0,2	-10	43	4,25	3,41	4,53	3,52	5,18	0,191
0,2	-10	2	—	—	—	—	—	0,007
25	-10	40	54,0	61,1	64,5	67,5	61,8	19,77
25	-10	38	40,87	61,0	68,46	68,46	59,70	19,18

Определение количества вещества, осевшего на поверхности камеры, производилось спектральным путем по методу трех эталонов. Часть аэрозоля, оставшаяся в камере после выдержки в течение заданного времени, вымывалась при температуре -10° путем введения в камеру водяных паров под давлением 0,5 атм. Во время вымывания собиралось йодистое серебро, осевшее на стенках камеры, и определялось его количество. Осаждение вещества на стенках камеры оказалось равномерным. Результаты опытов представлены в табл. 1. В камере имеется градиент температуры, достигающий $5 \cdot 10^{-3}$ град/см.

Для описания процесса рассеяния дыма в цилиндрической камере можно использовать уравнение

$$\frac{\partial n}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 n}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial n}{\partial r} \right),$$

решение которого при условиях $n(r, 0) = n_0$ и $n(R, t) = 0$ (где R — радиус камеры, t — время) имеет вид [1]:

$$n(r, t) = 2n_0 \sum_{v=1}^{\infty} \frac{1}{\zeta_v^{(0)} I_0(\zeta_v^{(0)})} I_0\left(\zeta_v^{(0)} \cdot \frac{r}{R}\right) \exp\left[-\frac{D}{R^2} (\zeta_v^{(0)})^2 t\right], \quad (1)$$

где D — коэффициент турбулентной диффузии; I_1 и I_0 — функции Бесселя первого и нулевого порядков; $\zeta_v^{(0)}$ — v -ый корень трансцендентного уравнения $I_0(\zeta_v^{(0)}) = 0$:

$$\zeta_1^{(0)} = 2,40, \quad \zeta_2^{(0)} = 5,52.$$

Начальное условие можно было считать выполненным, так как было замечено, что во время горения дуги образуются сильные конвективные потоки, что приводит к пространственному выравниванию концентрации (через 20—30 мин. в случае сжигания навески 25 мг). Это видно из последовательных снимков рассеянного света двух лампочек, лучи которых распространяются в горизонтальном направлении на высотах 20 и 60 см над дугой. Через 30 мин. интенсивность рассеянного света практически одинакова на различных высотах. Таким образом, распределение частиц аэрозоля в камере можно считать равномерным. При малых навесках (0,2 мг) пространственное выравнивание концентрации аэрозоля происходит еще быстрее. В этом случае тиндалевский конус мало заметен, но определение концентрации возможно с помощью поточного ультрамикроскопа (использование которого затруднительно при больших концентрациях). Результат измерения частичной концентрации аэрозоля с помощью ультрамикроскопа, установленного в центре камеры, приводится в табл. 2 (навеска 0,2 мг, температура — 9°).

Таблица 2

Время, прошедшее с момента образования дыма, мин.	Число частиц, см ³	Отклонение от среднего значения
5	1066	+233
10	955	+349
15	2030	—786
20	1370	—66
25	1220	+84
30	1570	—266
65	915	+389

Среднее значение $\bar{n} = 1304 \text{ см}^{-3}$. Относительная среднеквадратичная ошибка 30%. Из табл. 2 следует, что уже через 5 мин. устанавливается постоянная концентрация; следовательно, имеет место равномерное распределение аэрозоля в объеме камеры. Интересно отметить, что значение частичной концентрации, измеренное с помощью ультрамикроскопа, очень близко по величине значению, рассчитанному по среднему размеру частиц. В последнем случае значение частичной концентрации составляет $1,2 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$.

Время, необходимое для рассеяния дыма, — 50 час., соответствующее время для водного тумана — 20—50 мин. Следовательно, коэффициент турбулентной диффузии для дыма йодистого серебра значительно меньше коэффициента диффузии для водного тумана. Поэтому для определения D зависимость $n^{(0)}$ от t не может быть непосредственно использована (1). Действительно, в выражении можно пренебречь последующими членами ряда по сравнению с первым при условии $D/R^2 (\zeta_1^{(0)})^2 \geq 1$, т. е. при значениях

$$D \geq \frac{R^2}{t (\zeta_1^{(0)})^2}; \text{ если положить } t \text{ равным времени полного осаждения } T, \text{ то } D \geq 7 \cdot 10^{-3}$$

см²/сек. Для определения коэффициента турбулентной диффузии в данном случае нами получена формула, связывающая значение D с временем полного осаждения аэрозоля и размерами камеры. Число частиц m , осаждающихся на 1 см² поверхности за время t , можно найти из известного соотношения [3]:

$$m = D \int_0^t \left(\frac{\partial n}{\partial r} \right)_{r=R} dt. \quad (2)$$

Значение градиента концентрации у стенки камеры получается на основе выражения (1):

$$\left(\frac{\partial n}{\partial r} \right)_{r=R} = -\frac{2n_0}{R} \sum_{v=1}^{\infty} \exp\left[-\frac{D}{R^2} (\zeta_v^{(0)})^2 t\right]. \quad (3)$$

После подстановки (3) в формулу (2) получим:

$$m = -2n_0 R \sum_{v=1}^{\infty} \frac{1}{(\zeta_v^{(0)})^2} \left\{ 1 - \exp\left[-\frac{D}{R^2} (\zeta_v^{(0)})^2 t\right] \right\}. \quad (4)$$

Сходимость ряда (4) улучшается при увеличении D . Так, например, при $t = 50$ час. и $D = 1 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$ отношение $a_2/a_1 = 0,73$ (a_1 и a_2 — первый и второй члены ряда); при том же значении t и $D = 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$ $a_2/a_1 < 0,4$. В последнем случае ряд (4) можно заменить следующим:

$$m = -2n_0R \left\{ \frac{1}{(\zeta_1^{(0)})^2} \left[1 - \exp \left(-\frac{D}{R^2} (\zeta_1^{(0)})^2 t \right) \right] + \sum_{v=2}^{\infty} \frac{1}{(\zeta_v^{(0)})^2} \right\}, \quad (5)$$

где $\sum_{v=2}^{\infty} \frac{1}{(\zeta_v^{(0)})^2} \simeq 0,46$ с относительной ошибкой не более 3 %. Учитывая последнее и

вводя величины $P_t = \bar{p}mS$ и $P_0 = \bar{p}n_0V$ (где P_t — количество вещества, осевшего на поверхности к моменту времени t ; P_0 — общий вес распыленного вещества; \bar{p} — средний вес частицы; S и V — поверхность и объем камеры), получим:

$$\frac{P_t}{P_0} = -\frac{2RS}{V} \left\{ \frac{1}{(\zeta_1^{(0)})^2} \left[1 - \exp \left(-\frac{D}{R^2} (\zeta_1^{(0)})^2 t \right) \right] + 0,46 \right\}. \quad (6)$$

Принимая во внимание, что равенство (6) для значений $D \sim 10^{-2} \text{ см}^2/\text{сек}$ справедливо только при t , близких к времени полного осаждения аэрозоля T , а при этом $P_t/P_0 \simeq 1$, получим:

$$D = \frac{R^2}{(\zeta_1^{(0)})^2 T \lg e} \lg \left[\frac{V_1 (\zeta_1^{(0)})^2 + 1,04 RS (\zeta_1^{(0)})^2 + 2RS}{2RS} \right]. \quad (7)$$

Подставляя значения $V = 12,7 \cdot 10^6 \text{ см}^3$, $S = 3,4 \cdot 10^5 \text{ см}^2$, $R = 85 \text{ см}$, $(\zeta_1^{(0)})^2 = 5,78$, получим:

$$D \simeq 0,28 \frac{R^2}{T}, \quad (8)$$

Для дыма йодистого серебра $D = 1,1 \cdot 10^{-2} \text{ см}^2/\text{сек}$. Это значение более чем на три порядка отличается от коэффициента броуновской диффузии.

В работе (1) для дыма хлористого аммония при аналогичных условиях была найдена величина $D = 0,77 \text{ см}^2/\text{сек}$. Близкое к этому значение D было получено нами ранее для водного тумана ($\sim 1 \text{ см}^2/\text{сек}$). Для дыма йодистого серебра значение D оказалось на 2 порядка меньше. Причиной такого различия коэффициентов диффузии по величине является, по-видимому, значительная разница в размерах частиц рассматриваемых аэрозолей.

Академия наук СССР
Институт прикладной геофизики

Поступила
14.VIII 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Ш и ф р и н К. С., Г о р д о н И. З., Ф а й н ш т е й н М. Г. Экспериментальное определение диффузии внутри замкнутого сосуда при малых градиентах температуры. Тр. ГГО, вып. 9, 1950.
2. Б а л а б а н о в а В. Н., Ж и г а л о в с к а я Т. Н. К вопросу об устойчивости водных туманов. Сб. «Физика облаков» Тр. Эльбурской экспедиции ИППГ АН СССР, № 2, 1960.
3. Т и х о н о в А. Н., С а м а р с к и й А. А. Уравнения математической физики. Гостехтеоретиздат, М.—Л., 1951.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Ю. Д. КАЛИНИН

ОБ ОДНОЙ ПОПЫТКЕ ОБЪЯСНЕНИЯ МИРОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ*

Проблема происхождения геомагнитного поля является одной из важнейших проблем современной геофизики. В последние десятилетия стало ясно, что электромагнитные явления имеют большое значение не только на Земле, но и на других телах солнечной системы, включая Солнце, а также и на многих звездах. Это сделало решение проблемы происхождения геомагнитного поля важным не только для геофизики, но и для космогонии. В то же время ее решение сильно осложнено невозможностью непосредственных геофизических наблюдений в глубинах Земли.

В литературе известно большое число различных теорий, или точнее, гипотез о происхождении главной части геомагнитного поля. Хотя большинство из них давно отпало как не объяснившее ряд фактов и представляет теперь только исторический интерес, все же обзор некоторых из них встречается в современной литературе [1, 2].

В последние годы внимание исследователей, работающих над проблемой происхождения геомагнитного поля, сосредоточилось на динамо-теории [3]. Эта теория в ее современном состоянии базируется на обширном круге фактических данных. В частности, она объясняет, почему в геомагнитном поле преобладает часть, соответствующая полю однородного намагничивания, и почему геомагнитная ось близка к оси вращения Земли, а также наличие в геомагнитном поле больших отклонений от поля однородного намагничивания (мировых аномалий). В рамках этой теории находит свое объяснение существование вековых геомагнитных вариаций, в том числе «западного дрейфа» геомагнитного поля. Наконец, эта теория дает возможность объяснить обращение геомагнитного поля, установленное по палеомагнитным данным. Согласно динамо-теории, главная часть геомагнитного поля и поля вековых вариаций является следствием электрических токов и механических движений в ядре Земли. Поэтому иногда динамо-теорию называют «глубинной» теорией геомагнитного поля.

Недавно В. И. Почтарев [4] опубликовал работу, в которой изложил свои взгляды на возможность иного объяснения главных особенностей геомагнитного поля, в первую очередь мировых аномалий. В этой работе получили развитие его мысли, изложенные ранее [5]. Поскольку на первый взгляд в работе [4] дана законченная система взглядов, исключающая целесообразность дальнейшего развития динамо-теории как неправильной, выскажем несколько замечаний по поводу этой работы.

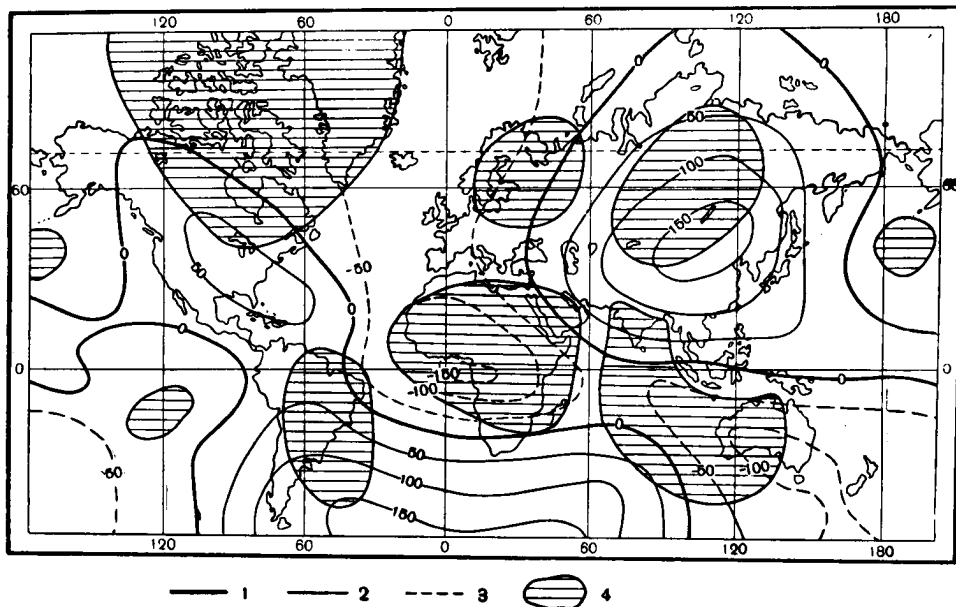
Динамо-теория допускает, что некоторая часть главного поля и его вековых вариаций имеет причины в земной коре. В противоположность такому допущению участия в создании геомагнитного поля земных глубин и земной коры В. И. Почтарев развивает идею о том, что мировые аномалии создаются исключительно породами земной коры и подкорового слоя мощностью 120—200 км, имеющими, по его мнению, температуру выше точки Кюри. Вековые вариации он объясняет изменениями температуры и механических напряжений в пределах Земли до этих глубин, так как такие изменения должны влиять на магнитные свойства материала земной коры и соответствующей части подкорового слоя.

Привлечение в работу [4], кроме геомагнитных данных, также данных геологии, гравитации, сейсмологии и геотермики создает впечатление широты взглядов В. И. Почтарева и может, если не входить в анализ внутреннего содержания работы, способствовать мнению, что В. И. Почтареву удалось обосновать новый, более прогрессивный, чем существовавший до его работ, взгляд на природу главных особенностей геомагнитного поля.

Нам кажется, что такое представление о работах В. И. Почтарева было бы ошибочным.

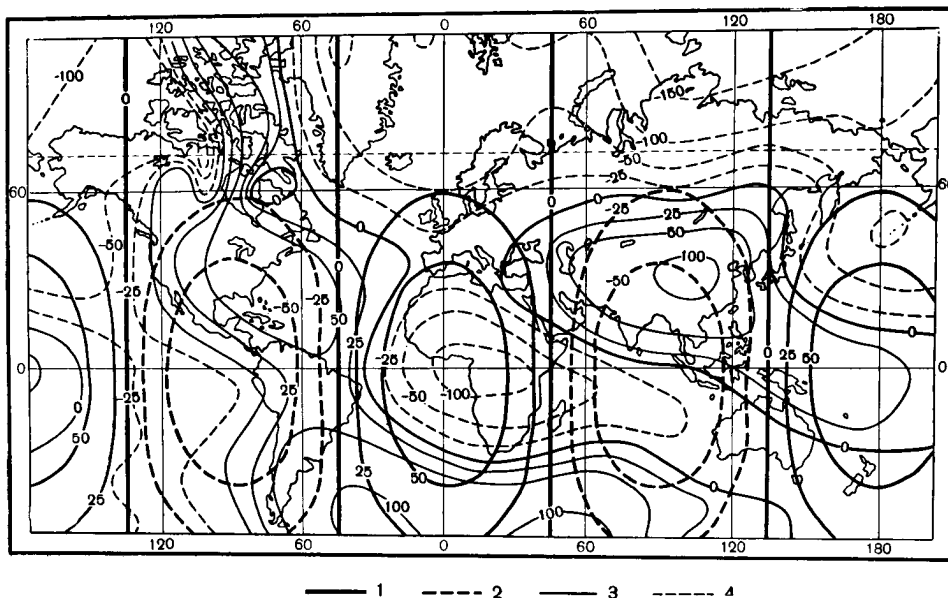
В. И. Почтарев утверждает, что мировые аномалии «плотно накладываются» на платформенные блоки и достаточно тесно связаны с гравитационными аномалиями.

* Группа ученых — профессора Б. М. Яновский и А. Г. Калашников, д-р физ.-мат. наук Т. Н. Симоненко, д-р геол. наук П. Н. Кропоткин, кандидаты физ.-мат. наук Г. И. Петрова и К. Г. Броштин — сообщает через Редакцию, что они полностью согласны с мнением Ю. Д. Калинина, изложенным в настоящей статье, о работе В. И. Почтарева «Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры».



Фиг. 1. Изолинии Z остаточного поля (по Бауэру) и платформы

1 — нулевая изолиния Z ; 2 — положительные изолинии Z ; 3 — отрицательные изолинии Z ; 4 — платформы. Значения Z у изолиний 0,001 эрст



Фиг. 2. Изолинии Z остаточного поля (по Бартельсу) и «поля коры» (по В. Н. Печтереву)

1 — нулевая изолиния Z поля коры и положительные изолинии этого поля; 2 — отрицательные изолинии этого поля; 3 — нулевая изолиния Z остаточного поля и положительные изолинии этого поля; 4 — отрицательные изолинии этого поля. Значение Z у изолиний 0,001 эрст

Недостаточная обоснованность этого утверждения видна из фиг. 1, выполненной путем наложения друг на друга данных рис. 1 относительно мировых аномалий и рис. 3 относительно платформ из работы [4]. Этот комбинированный рисунок показывает, что ни о каком «плотном» наложении мировых аномалий на платформы не может быть и речи. Азиатская и африканская мировые аномалии действительно «накладываются» на соответствующие две платформы, но центры остальных мировых аномалий распо-

лагаются весьма разнообразно по отношению к соответствующим платформам. Имеются случаи совпадения центров мировых аномалий с окраинами платформ (в Северной Америке и Австралии) и несовпадения (южная часть Атлантики и Южно-Американская платформа). Характерно, что даже соответствие числа мировых аномалий числу платформ, которое подчеркивает В. И. Почтарев, в действительности отсутствует, так как при этом одну из аномалий В. И. Почтарев считает за две, один раз присвоив ей номер VIII [4, правая часть рис. 1] и второй раз — номер VI [4, левая часть рис. 1] (!).

Пересмотрев данные о геотермическом градиенте, В. И. Почтарев делает вывод, что изотермическая поверхность, соответствующая точке Кюри, в различных участках земного шара находится на различной глубине: там, где в земной коре преобладают основные породы, она может располагаться на глубинах до 120 км, а где земная кора сложена из кислых пород, — на глубинах 25—30 км. Эти соображения, по мнению В. И. Почтарева, объясняют причину создания мировых аномалий платформенными блоками. Однако в работе не объяснено, почему же при наличии таких выводов о распределении температур в земной коре и оболочке мировые аномалии не совпадают с океанами, дно которых, как полагают, лишено совсем или почти совсем гранитного слоя.

Вместо этого В. И. Почтарев вводит необоснованное предположение, что одни платформенные блоки сложены преимущественно из основных пород, другие — из кислых.

Излагая вопрос о связи мировых геомагнитных аномалий с гравитационным полем, В. И. Почтарев приводит в работе [4] рис. 14, заимствованный из [5]. Ознакомившись со взглядами автора на вопрос о соответствии геомагнитного поля фигуре геоида, мы вынуждены сказать, что примененные В. И. Почтаревым методы доказательства основаны на полном пренебрежении элементарной теорией потенциала. Например, в [5, стр. 38] приводятся формулы, выражающие установленную им зависимость трех прямоугольных составляющих X , Y , Z «магнитного поля коры» от географических координат. Хотя эти формулы не соответствуют, вопреки утверждению автора, единому потенциалу, тем не менее В. И. Почтарев вычисляет по ним поле коры. При этом он утверждает, что последнее составляет главную часть остаточного поля, получающегося вычитанием из поля наблюдаемого поля однородного намагничивания. Однако из фиг. 2, где наложены друг на друга две карты — распределения Z остаточного поля и распределения Z поля коры, видно, что утверждение В. И. Почтарева не соответствует действительности.

Следует отметить, что защищаемая В. И. Почтаревым гипотеза не является новой в своей основе. Попытка В. И. Почтарева возродить интерес к старым идеям о создании главной части геомагнитного поля земной корой путем пересмотра геотермических градиентов не приводит к удовлетворительным результатам. В частности, невозможно объяснить ряд явлений, понятных с точки зрения динамо-теории, например западный дрейф, который сам автор вынужден объяснить с позиций динамо-теории [4, примечание на стр. 81]. Остаются необъяснимыми также и обращения поля, установленные по палеомагнитным данным.

Таким образом, взгляды В. И. Почтарева на вопрос о происхождении геомагнитных аномалий и на другие вопросы геомагнетизма, изложенные в работах [4, 5], не содействуют развитию современной теории геомагнетизма.

Академия наук СССР
Институт земного магнетизма,
ионосферы и распространения радиоволн

Поступила
3.IV 1959

ЛИТЕРАТУРА

1. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Гостехтеоретиздат, М — Л, 1953.
2. Chapman S., Bartels J. Geomagnetism. Oxford Press, 1940.
3. Inglis D. R. Theories of the Earth's magnetism. *Rev. Mod. Phys.*, 27, No 1, 1955.
4. Почтарев В. И. Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры. *Тр. НИИЗМ*, вып. 14 (24), 1959.
5. Почтарев В. И. Магнитное поле Земли и фигура геоида. *Тр. НИИЗМ*, вып. 5 (15), 1950.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

№ 6

СЕРИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ

1960

И. Н. КРОПОТКИН

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В. И. ПОЧТАРЕВА
«МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ В СВЯЗИ С ДРУГИМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ
ЯВЛЕНИЯМИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ»

В опубликованной статье [1] сделана попытка связать магнитное поле Земли с геологическими особенностями строения земной коры и верхних слоев оболочки до глубины 100—120 км.

Свои выводы автор основывает на сопоставлении карты изодинам вертикальной составляющей остаточного поля и карты изопор вертикальной составляющей со схемой разрастания тектонических платформ, опубликованной В. В. Белоусовым в 1950 г. Однако эта схема существенно отличается как от позднейшей тектонической карты земного шара, составленной В. В. Белоусовым с более полным учетом геофизических данных о строении океанов [2], так и от схем других авторов [3—6].

Основное отличие схемы В. И. Почтарева от современных состоит в том, что столь древние центры стабилизации, как докембрийские платформы с материковым строением и мощным гранитным сиалическим слоем (Канадская, Восточноевропейская, Сибирская и др.), автор относит (правда, под вопросом) к наиболее глубоким частям океанов, а именно — к восточной части Индийского океана и двум участкам центральной части Тихого океана. Между тем сейчас хорошо известно, что ни по своей истории, ни по своему строению эти области не имеют ничего общего с материковыми платформами и в противоположность последним отличаются малой толщиной земной коры и отсутствием гранитного слоя. Эти отличия подчеркнуты, например, в [4], где указанные участки океанического дна рассматриваются как самый ранний (догеосинклинальный) член в эволюционном ряду тектонического развития земной коры, а материковые платформы (докембрийские древние центры стабилизации) — как самый поздний, наиболее зрелый и стабильный член ряда.

Если учесть это обстоятельство, то пропадают все «совпадения» между тектоникой и остаточным магнитным полем, которые так поразили В. И. Почтарева. Из восьми центров мировых аномалий, показанных на его карте изодинам вертикальной составляющей остаточного поля, три являются положительными и пять — отрицательными. Из трех положительных аномалий одна (рассматриваемая на стр. 63) как наиболее типичная охватывает почти всю Евразию, включая четыре материковые древние платформы; вторая — Северную Америку вместе с частью океана; третья совпадает с океанической областью, расположенной между Антарктидой, Южной Америкой, Африкой и центральной частью Индийского океана. Эта область ни по своему строению, ни по истории не имеет ничего общего с материковым массивом Евразии и скорее может рассматриваться как область распада материка Гондваны, а не консолидации сиалической оболочки. Из пяти отрицательных «мировых аномалий» одна попадает на Африканский материк (платформу), две — на области с типичным океаническим строением в северной и южной части Тихоокеанского бассейна и две охватывают разнородные по своему строению области (в северной Атлантике с окружающими участками материка и в юго-западной части Тихого океана вместе с Австралийской платформой). В целом на материковые платформы падает только 3—4 из 8 мировых аномалий, т. е. меньше половины. Следовательно, никакой закономерной связи мировых аномалий со структурами земной коры не наблюдается, а значит, и утверждения, что «мировые магнитные аномалии располагаются на платформенных блоках, являющихся наиболее стабильными участками земной коры» [1, стр. 81], а также что мировые аномалии «весьма жестко подчинены последним» и «100% аномалий падает на платформы» [1, стр. 18, 19, 55], неверны. Если бы, как думает В. И. Почтарев, «тесная связь между платформенными структурами земной коры и мировыми магнитными аномалиями» действительно существовала и объяснялась различным распространением слабомагнитных гранитных пород и более магнитных базальтов [1, стр. 19], то картина распределения аномалий была бы совершенно иной, совпадающей с контурами материковых массивов. В действительности же наблюдается случайная картина совпадения аномалий то с океаническими участками, где кора состоит главным образом из маломощного слоя базальтов, то с материковыми участками, в которых один лишь гранитный слой достигает 12—30 км толщины.

Столь же необоснованным представляется вывод, что «центры вековых изменений вертикальной составляющей (изопор) как бы избегают платформ и располагаются в геосинклинальных областях» [1, стр. 28]. Сравнение карты изопор [1, рис. 2] с текто-

нической картой мира не обнаруживает никакой связи с современными подвижными геосинклинальными поясами, из которых один проходит по периферии Тихоокеанского бассейна, а другой протягивается из области Средиземноморья, Карпат и Кавказа через Гималаи в Индонезию. Из семи центров изопор только два попадают на отдельные участки этих двух поясов, причем такое «совпадение» носит явно случайный характер.

Помимо разобранных основных дефектов, имеются и второстепенные, которые не могут не вызвать критики с точки зрения современного уровня развития геологин. Так, например, на стр. 8 автор утверждает, что «геология и геофизика исходит из того неоспоримого факта, что Земля в настоящее время переживает период охлаждения». Между тем последние подсчеты показывают, что разогревание Земли вследствие радиоактивного распада, возможно, не закончилось и сейчас.

В. И. Почтарев обходит молчанием тот факт, что местоположение центров возрастания или уменьшения интенсивности земного поля, равно как и контуры описанных им «мировых аномалий», все время изменяются. Так, например, В. П. Орлов и Ю. Д. Калинин [7] описали перемещение центра мировой аномалии, расположенной на территории СССР, который за 60—70 лет переместился на тысячи километров и прошел значительную часть овальной кривой, двигаясь по часовой стрелке, если смотреть извне земного шара. Аналогичные явления описаны и другими авторами. Так, например, приведенная в работе [8] таблица сопоставления данных о координатах центра областей остаточного поля, вычисленных для эпох 1885 и 1950 гг., показывает перемещение для каждого из них за 65 лет на 200—1200 км. Эта изменчивость в конфигурации изопор и аномалий остаточного поля является чрезвычайно характерной чертой и показывает, что они совершенно не связаны с контурами структурных единиц земной коры, которые, напротив, изменяются чрезвычайно медленно на протяжении миллионов лет и для более коротких отрезков времени могут считаться неизменными.

Мне представляется, что основной вывод, который можно сделать из сравнения земного магнитного поля (имея в виду как поле однородного намагничивания T_0 , так и поле мировых аномалий T_m) с геологическим строением земной коры — это вывод о чрезвычайной изменчивости магнитного поля и чрезвычайной устойчивости геологических структур во времени и в пространстве. Именно эта резкая противоположность является самой характерной чертой, которая заставляет решительно отказаться от попыток искать причины основных особенностей земного магнитного поля в строении земной коры.

Академия наук СССР
Геологический институт

ЛИТЕРАТУРА

1. Почтарев В. И. Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры. Тр. НИИЗМ, вып. 14 (24), 1959.
2. Белоусов В. В., Гзовский М. В. «Тектоника» — ст. в БСЭ, 42, 1956.
3. Страхов П. М. Историческая геология, т. I, II. Госгеолгиздат, М., 1948.
4. Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материалов, ч. II. Изд. МГУ, М., 1951.
5. Кропоткин П. Н. Происхождение материков и океанов. Природа, № 4, 1956.
6. Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повалов-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд. МГУ, М., 1958.
7. Калинин Ю. Д. Геомагнитные вековые вариации в СССР и внутреннее строение Земли. Тр. НИИЗМ, сер. 6, вып. 6, 1946.
8. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Гостехтеоретиздат, Л.— М., 1953.

**ОТВЕТ В. И. ПОЧТАРЕВА НА СТАТЬИ Ю. Д. КАЛИНИНА
и П. Н. КРОПОТКИНА**

В своей работе «Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры» мы сделали попытку связать крупнейшие особенности земного магнитного поля — мировые магнитные аномалии и вековые изменения — с земной корой и подкорковым слоем, которые в электродинамических гипотезах земного магнетизма почти не принимаются во внимание. Между тем именно эти геосферы играют существенную роль в истории нашей планеты и в жизни человечества. Теория потенциала дает возможность сделать подобное предположение, поскольку любую систему электрических контуров можно заменить соответствующим (эквивалентным) распределением магнитных масс. Во внешнем пространстве как те, так и другие создадут одно и только одно магнитное поле. В связи с этим следует отметить недостаточную обоснованность утверждений некоторых геофизиков, которые на основании данных третьего искусственного спутника весьма категорично заявляют, что источниками мировых аномалий являются электрические токи в ядре. При изучении вопроса нами был привлечен материал из смежных геофизических наук — гравитации, сейсмологии, геологии, геотермики. Полученное на основе анализа этих данных, а также путем расчетов распределение магнитных масс на поверхности Земли показало, что они могут быть созданы основными и ультраосновными породами земной коры и подкоркового слоя, содержащих значительное количество (до 15—20%) магнетита — основного ферромагнитного компонента, сообщающего породам магнитные свойства. При рассмотрении мировых магнитных аномалий можно заметить, что они достаточно тесно совпадают с платформенными блоками, т. е. с устойчивыми, жесткими участками земной коры, а центры вековых изменений преимущественно располагаются в геосинклиналях, т. е. в неустойчивых участках коры. Далее оказалось, что мировые гравитационные аномалии, созданные плотностными разностями пород коры и подкоркового слоя и обуславливающие форму геоида по характеру и размерам, близки к магнитным аномалиям. Это — очень важное обстоятельство, поскольку электрические токи создают магнитные поля, но гравитационные поля создаются массами. Анализ сведений по геотермическому градиенту дает основание полагать, что изотерма, соответствующая точке Кюри магнетита, выше которой последний становится практически немагнитным, располагается значительно глубже, чем полагают обычно, от поверхности Земли, по крайней мере не ближе 120—150 км. Слой же, состоящий из базальта и перидотита, мощностью 150 км может создать поле мировых магнитных аномалий. Таким образом, получается логичная схема: подобно тому как локальные и региональные магнитные (и гравитационные) аномалии создаются локальными и региональными геологическими особенностями, так и мировые магнитные аномалии создаются общеземными геологическими особенностями в земной коре и подкорковом слое.

Известно, что между локальными, региональными и мировыми аномалиями нет резкой границы, имеется сплошной спектр аномалий. Поэтому мысль о том, что мировые аномалии вызваны диполями и токами в ядре, а региональные и локальные аномалии создаются верхней оболочкой коры — является искусственной и формальной.

Изложенная ферромагнитная точка зрения на природу мировых магнитных аномалий имеет ряд преимуществ перед электродинамической, так как, кроме расчетов, она опирается на значительное количество фактов. Мы убеждены, что для науки и практики более плодотворной является первая точка зрения, так как она связывает земной магнетизм с геологическими особенностями Земли, тектоникой, вулканизмом, сейсмикой. Она направляет научные исследования на раскрытие этих связей, на глубокое изучение магнитных свойств пород, на прогнозирование землетрясений, на изучение геотермики и т. д. Это и побудило нас попытаться построить изложенную выше гипотезу. Ю. Д. Калинин и П. Н. Кропоткин никаких принципиальных возражений, исключающих возможность ферромагнитной гипотезы, не сделали и не смогли сделать, так как при современном уровне знаний о внутреннем строении Земли обе гипотезы одинаково вероятны. Главным и единственным по сути дела минусом работы они считают недостаточно тесное, по их мнению, совпадение платформ и мировых магнитных аномалий. При рассмотрении планетарных явлений понятия «тесного совпадения» мы воспринимали не как абсолютные совпадения, а как тенденцию к совместному расположению, что и наблюдается, по признанию как Ю. Д. Калинин, так и П. Н. Кропоткина (первый считает 5 из 8 совпадений, второй — 4 из 6). Заметим, что если бы совпадения магнитных аномалий и платформ совершенно не наблюдалось,

912 Ответ В. И. Почтарева на статьи Ю. Д. Калинин и П. Н. Кропоткина

то это все равно не давало бы никакого основания для вывода, что земная кора в целом не участвует в создании земного магнитного поля.

В своей работе мы рассматривали схему платформ так, как она была дана В. В. Белоусовым в 1910 г., т. е. примерно тогда, когда начиналась настоящая работа (в 1952—1953 гг.). Эта схема несколько отличается от более поздних схем. Основное различие в отсутствии на поздних схемах двух океанических платформ в Тихом океане. Однако в магнитном отношении Тихоокеанский участок земной коры (южная часть) выражен повышенным полем, что объяснимо наличием базальтового ложа и подкорового перидотитового слоя, обладающих высокими магнитными свойствами. Что же касается утверждения П. Н. Кропоткина об отсутствии связи центров векового хода с геосинклиналями, то оно не подкреплено ничем, кроме слов. Многие геофизики считают этот факт установленным (Н. Н. Трубятчинский, Хальк, Б. М. Яновский, И. А. Оль и др.).

В заключение остановлюсь на известном историческом факте. Всего 40—50 лет назад большинство ученых считало, что знаменитая Курская магнитная аномалия (КМА) создана электрическими токами, а не наличием магнитных масс. Ученых-одиночек, утверждавших последнее, объявляли шарлатанами. В настоящее время на обширных районах КМА открыты колоссальные в мире запасы железистых кварцитов и добыты первые тонны железной руды. Нам представляется, что и в создании мировых магнитных аномалий роль электрических токов примерно такая же, как и в создании КМА.

Настоящее письмо прошу считать ответом и опубликовать его одновременно с предполагаемой критической статьей.

В. И. Почтарев

СОДЕРЖАНИЕ

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Ф. М. Гольцман. Частотная теория группирования сигналов на фоне коррелированных шумов	769
Н. К. Булин. Определение глубины складчатого фундамента при помощи обменных проходящих волн типа PS , регистрируемых при землетрясениях	781
Л. Я. Мизюк. О методах и аппаратуре аэроэлектроразведки	787
Я. Боушка, В. Буха, А. Кочи. Геомагнитные карты Чехословакии для эпохи 1958,0.	798
Р. М. Коган, Ш. Д. Фридман. Об исследовании смеси радиоактивных элементов пороговыми спектрометрами	809
О. В. Большакова, К. Ю. Зыбин, Н. Ф. Малыцева. Некоторые закономерности в поведении вертикальной составляющей КПК геомагнитного поля устойчивого режима (P_c) (по данным наблюдений МГГ)	818

ФИЗИКА МОРЯ

В. В. Шулейкин. Гидродинамический резонанс в потоках летнего муссона . .	828
--	-----

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ

К. С. Шифрин, А. Я. Перельман. Кинетика кристаллизации облаков	839
--	-----

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

М. М. Раджабов, Л. Е. Аграновский. Определение глубин и рельефа границы раздела по одиночным поперечным годографам преломленных волн.	854
М. М. Раджабов. Выбор средних скоростей при определении эффективных глубин по одиночным поперечным годографам преломленных волн	863
Т. И. Линькова. Палеомагнитные исследования осадочных толщ девона Северо-Запада Русской платформы	868
И. Ф. Шакуров. Направление вращения объекта, наблюдаемого через оборачивающую оптическую систему	871
М. А. Гинцбург. Определение толщины слоя льда радиолокационным методом .	872
К. Я. Кондратьев, М. П. Манолова. Об измерении радиационного баланса моря в судовых условиях	875
Ц. Е. Мирхулава. Исследование движения донных наносов скоростной микрокиносъемкой	879
В. М. Бовищевров, В. П. Воронов. Акустический флюгер	882
В. Г. Меламед. Решение задачи о температурном режиме в среде с периодически изменяющимся фазовым состоянием	886
Г. В. Груза. О кинетической энергии атмосферных движений	892
Т. П. Аминева. Радиоактивность воздуха в связи с метеорологическими условиями в районе Эльбруса	898
Т. Н. Жигаловская, В. Н. Балабанова. Изучение рассеяния дыма йодистого серебра в замкнутом сосуде	903

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Ю. Д. Калинин. Об одной попытке объяснения мировых магнитных аномалий	906
И. П. Кропоткин. Некоторые замечания по поводу статьи В. И. Почтарева «Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры»	909
Ответ В. И. Почтарева на статьи Ю. Д. Калинина и И. П. Кропоткина . . .	911

2

Технический редактор Л. М. Уша

T-005494 Подписано к печати 7/VI 1960 г. Тираж 2200 экз. Заказ 406
 Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 4^{1/2} Печ. л. 12,3+4 вкл. Уч.-изд. л. 14,5
 2-я типография Издательства Академии наук СССР, Москва, Шубинский пер., 10

Цена 15 руб.

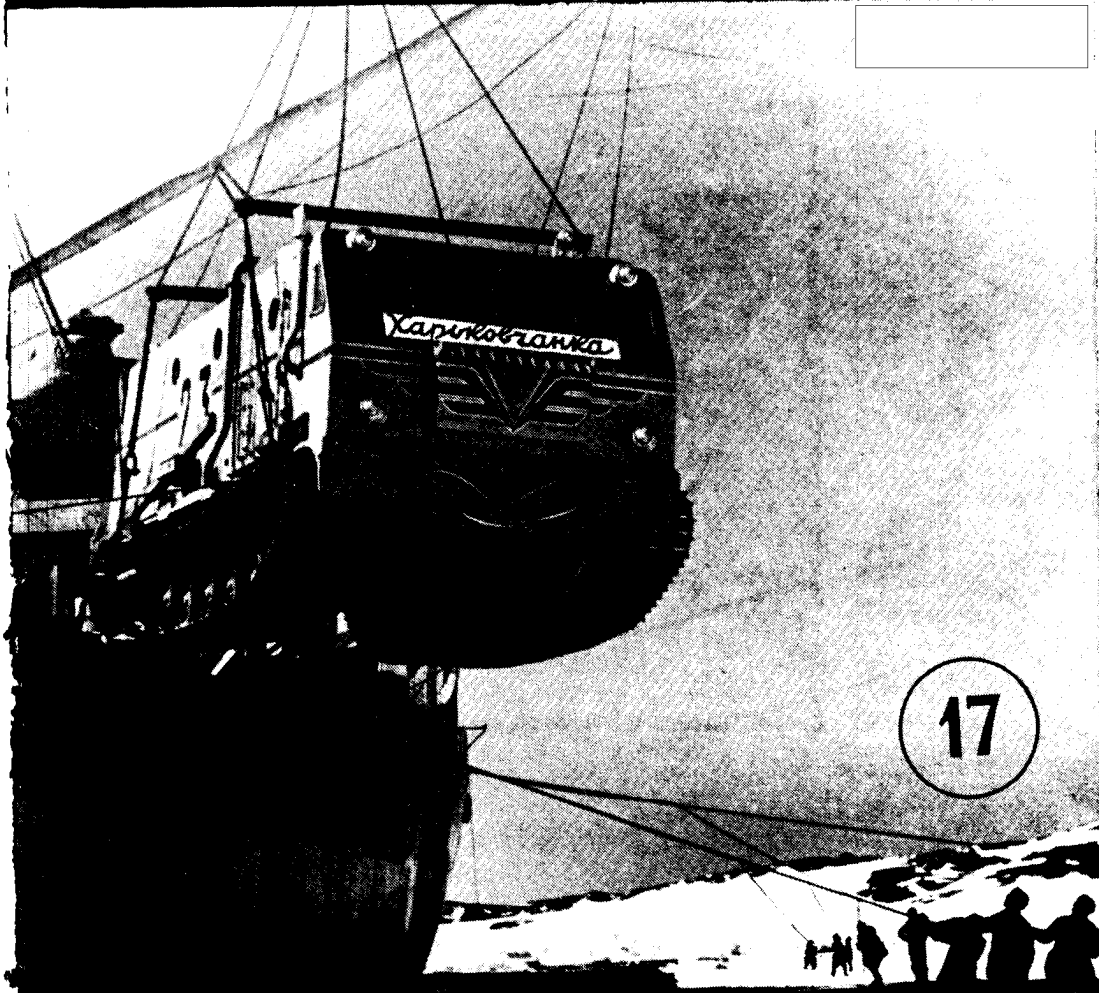
**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА
НА ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА АКАДЕМИИ НАУК СССР
НА ВТОРОЕ ПОЛУГОДИЕ 1960 г.**

Наименование журналов	Количество номеров за 6 мес.	Цена за 6 мес.	Наименование журналов	Количество номеров за 6 мес.	Цена за 6 мес.
Автоматика и телемеханика.	6	67—50	Известия Карельского и Кольского филиалов Академии наук СССР.	2	14—00
Акустический журнал.	2	24—00	Исторический архив.	3	45—00
Астрономический журнал.	3	49—50	Исторический архив (в перепл.).	3	49—50
Биофизика.	3	36—00	История СССР.	3	36—00
Биохимия.	3	54—00	Коллоидный журнал.	3	36—00
Ботанический журнал.	6	90—00	Кристаллография.	3	45—00
Вестник Академии наук СССР.	6	48—00	Математический сборник.	6	72—00
Вестник Древней истории.	2	48—00	Микробиология.	3	45—00
Вопросы языкознания.	3	36—00	Новая и новейшая история.	3	30—00
Высокомолекулярные соединения.	6	75—00	Оптика и спектроскопия.	6	81—00
Геология рудных месторождений.	3	36—00	Палеонтологический журнал.	2	30—00
Геохимия.	4	36—00	Почвоведение.	6	72—00
Доклады Академии наук СССР.	18	259—20	Приборы и техника и эксперимента.	3	45—00
Доклады Академии наук СССР (с 6-ю пацками колленкорными с тиснением).	18	271—20	Прикладная математика и механика.	3	58—50
Журнал аналитической химии.	3	36—00	Природа.	6	42—00
Журнал высшей нервной деятельности имени И. П. Павлова.	3	45—00	Проблемы востоковедения.	3	48—00
Журнал научной и прикладной фотографии и кинематографии.	3	22—50	Радиотехника и электроника.	6	82—50
Журнал неорганической химии.	6	135—00	Радиохимия.	3	36—00
Журнал общей биологии.	3	22—50	Русская литература.	2	20—00
Журнал общей химии.	6	165—00	Советская археология.	2	50—00
Журнал прикладной химии.	6	112—50	Советская этнография.	3	54—00
Журнал технической физики.	6	63—00	Советское государство и право.	6	72—00
Журнал физической химии.	6	135—00	Теория вероятности и ее применения.	2	22—50
Журнал экспериментальной и теоретической физики.	6	144—00	Успехи современной биологии.	3	24—00
Записки Всесоюзного минералогического общества.	3	36—00	Успехи химии.	6	48—00
Зоологический журнал.	6	90—00	Физика твердого тела.	6	150—00
Известия Академии наук СССР.			Физиологический журнал СССР.		
серия биологическая	3	45—00	им. И. М. Сеченова.	6	72—00
серия географическая	3	45—00	Физиология растений.	3	36—00
серия геологическая	6	72—00	Цитология.	3	36—00
серия геофизическая	6	90—00	Энтомологическое обозрение.	2	45—00
серия математическая	3	45—00	Журналы Сибирского отделения Академии наук СССР		
серия физическая	6	72—00	Геология и геофизика.	6	42—00
Известия Академии наук СССР.			Журнал прикладной механики и технической физики.	2	30—00
Отделение литературы и языка.	3	27—00	Журнал структурной химии.	2	30—00
Отделение технических наук:			Известия Сибирского отделения Академии наук СССР.	6	42—00
металлургия и топливо	3	37—50	Кинетика и катализ.	2	30—00
механика и машиностроение	3	37—50	Сибирский математический журнал.	2	30—00
энергетика и автоматика	3	37—50			
Отделение химических наук.	6	90—00			
Известия Всесоюзного географического общества.	3	27—00			

ПОДПИСКА ПРИНИМАЕТСЯ В ПУНКТАХ ПОДПИСК «СОЮЗПЕЧАТЬ»,
ПОЧТАМТАХ, КОНТОРАХ И ОТДЕЛЕНИЯХ СВЯЗИ,
ОБЩЕСТВЕННЫМИ УПОЛНОМОЧЕННЫМИ НА ПРЕДПРИЯТИЯХ
И В УЧРЕЖДЕНИЯХ, А ТАКЖЕ ОТДЕЛЕНИЯМИ
И МАГАЗИНАМИ «АКАДЕМКНИГА» И КОНТОРОЙ «АКАДЕМКНИГА»
ПО АДРЕСУ: МОСКВА, ЦЕНТР, Б. ЧЕРКАССКИЙ ПЕР., 2/10


«АКАДЕМКНИГА»

*Информационный
БЮЛЛЕТЕНЬ
Советской
Антарктической
экспедиции*



STAT

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8



На обложке: *Выгрузка снегохода «Харьковчанка» с борта «Оби» на припай
у Мирного. Январь 1959 г.*
Фото М. Г. Равича

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ
МИНИСТЕРСТВА МОРСКОГО ФЛОТА СССР

ИНФОРМАЦИОННЫЙ
БЮЛЛЕТЕНЬ
*СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ*

17

1960

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МОРСКОЙ ТРАНСПОРТ»
ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор *М. М. Сомов*

Редакционная коллегия:

*А. П. Андрияшев, В. Х. Буйницкий, П. С. Воронов, И. М. Долгин,
С. В. Калесник, Е. С. Короткевич, И. В. Максимов (зам. отв. редактора),
А. П. Никольский, М. Г. Равич, Г. М. Таубер,
А. Ф. Трешников (зам. отв. редактора), В. В. Фролов*

Ответственный секретарь *С. Б. Слевич*

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 17
Редактор *Л. Г. Каплинская*

Техн. редактор *О. И. Котлякова*

Корректор *Р. В. Добринская*

М-28646. Сдано в набор 2/II 1960 г. Подписано к печати 16/III 1960 г.
Бумага 60×92¹/₁₆ = 1,38 бум. л. Печ. л. 2,75. Уч.-изд. л. 2,59.
Тираж 1500 экз. Изд. № НТЛ/431. Цена 1 р. 80 к. Заказ № 151.

7-я типография издательства «Морской транспорт». Ленинград, ул. К. Заслонова, 30

СОДЕРЖАНИЕ

<i>М. А. Кузнецов.</i> Скульптурные формы поверхности льда в Антарктиде и их происхождение	5
<i>И. Д. Копанев.</i> Турбулентное трение в Антарктиде	9
<i>В. В. Клепиков.</i> Теплые глубинные воды в море Уэдделла	12
<i>В. Л. Лебедев.</i> К вопросу о ветровом дрейфе айсбергов	16
<i>Н. П. Грушинский.</i> Об условиях гравиметрических измерений на д/э «Обь» во время антарктических плаваний	18
<i>А. И. Фролов.</i> Отклонение отвеса в Антарктиде	22
<i>Л. И. Савич-Любичкая, З. Н. Смирнова.</i> Новая разновидность <i>Bryum Korotkeviciae</i> Sav.-Ljub. et Z. Smirn	25
<i>Р. В. Робинсон.</i> Основной аэронавигационный метод в Антарктике	28

Хроника

<i>Л. В. Долганов.</i> Издание трудов Советской антарктической экспедиции	32
По радио из Антарктики	34

Заметки наблюдателя

<i>С. А. Евтеев.</i> С какой скоростью ветер «разъедает» камни в Антарктиде?	38
--	----

Антарктика в зарубежной печати

<i>С. С. Новозеландские исследования Антарктики в 1959/60 г.</i>	40
--	----

Обзор литературы

<i>В. А. Бугаев.</i> Ценное начинание	41
---	----

Библиография	43
-------------------------------	----

CONTENTS

<i>M. A. Kuznetsov</i> . Sculptural forms of the ice surface in Antarctica and their origin	5
<i>I. D. Kopanov</i> . Eddy friction in Antarctica	9
<i>V. V. Klepikov</i> . Warm deep-waters in the weddle sea	12
<i>V. L. Lebedev</i> . To the problem of the wind drift of icebergs	16
<i>N. P. Grushinsky</i> . On the gravimetric measurement conditions the Antarctic navigation	18
<i>A. I. Frolov</i> . Plump declination in Antarctica	22
<i>L. I. Savicz - Ljubitzkaja, Z. N. Smirnova</i> . New variety of <i>Bryum Koro-</i> <i>rotkeviciae</i> Sav.-Ljub. et Z. Smirn	25
<i>R. V. Robinson</i> . Pricipal Aeronavigational method in the Antarctic	28
Chronicle	
<i>L. V. Dolganov</i> . Publication of the Soviet Antarctic Expedition works	32
Radio messages from the Antarctic	34
Observer's notes	
<i>S. A. Evteev</i> . At what speed does wind corrade stones in Antarctica	38
Antarctic in the foreign press	
<i>S. S.</i> New-Zealand studies in the Antarctic	40
Book review	
<i>V. A. Bugaev</i> . Valnable undertaking	41
Bibliography	43

*БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960*

*Вторая континентальная
экспедиция*

*М. А. КУЗНЕЦОВ,
младший научный
сотрудник*

***Скульптурные формы поверхности льда
в Антарктиде и их происхождение***

Эрозионная деятельность ветра в прибрежном 400-километровом поясе Антарктиды, как известно, проявляется в почти непрерывно изменяющемся, скульптурном микрорельефе снежной поверхности — причудливых, глубоко врезанных застругах, снежной штриховке, ряби и различных формах выветривания, связанных со сверлящим действием вихрей.

Результатом длительного воздействия ветра является ячеистое выветривание горных пород, широко распространенное в оазисах и на нунатаках, расположенных в пределах этой же зоны. Поэтому, когда пришлось впервые увидеть открытые поверхности материкового льда, покрытые плоскими бугорками неправильной формы, казалось, что образование скульптурной поверхности льда следует также связывать с эрозионной деятельностью ветра (рис. 1). Эта форма поверхности, которую мы называем бугристой, характерна для всех участков материкового льда, не заносимых снегом и подвергающихся летнему таянию. В районе Мирного такие участки распространены в прибрежной полосе шириной до 5—7 км. Как показали наблюдения, скульптурная форма возникает в период таяния льда, которое проходит в Антарктиде преимущественно под воздействием прямой радиации солнца.

С середины марта и до начала ноября 1957 г. бугристая поверхность льда оставалась гладкой, а лед прозрачным. В течение этого продолжительного периода она не подвергалась заметным изменениям, сохраняя очень устойчивое альbedo (около 54%). Уменьшение толщины льда за счет испарения, составлявшее за этот период 0,8—0,9 см, сказывается лишь в незначительном уплощении микрорельефа.

С ноября по март происходила трансформация открытых ледяных поверхностей, связанная с радиационным разрушением льда и таянием. В результате довольно длительной фазы радиационного

подкоркового разрушения кристаллов льда вследствие возгонки, ледяные поверхности в декабре покрывались рыхлым белым слоем обломков ледяных кристаллов. Толщина рыхлого слоя достигла 5 см, и в процессе таяния льда этот слой все время возобновлялся за счет радиационного и инфильтрационного разрушения нижележащих кристаллов льда. С образованием на льду рыхлого слоя в декабре и в январе поверхности снега и льда стали почти неотли-

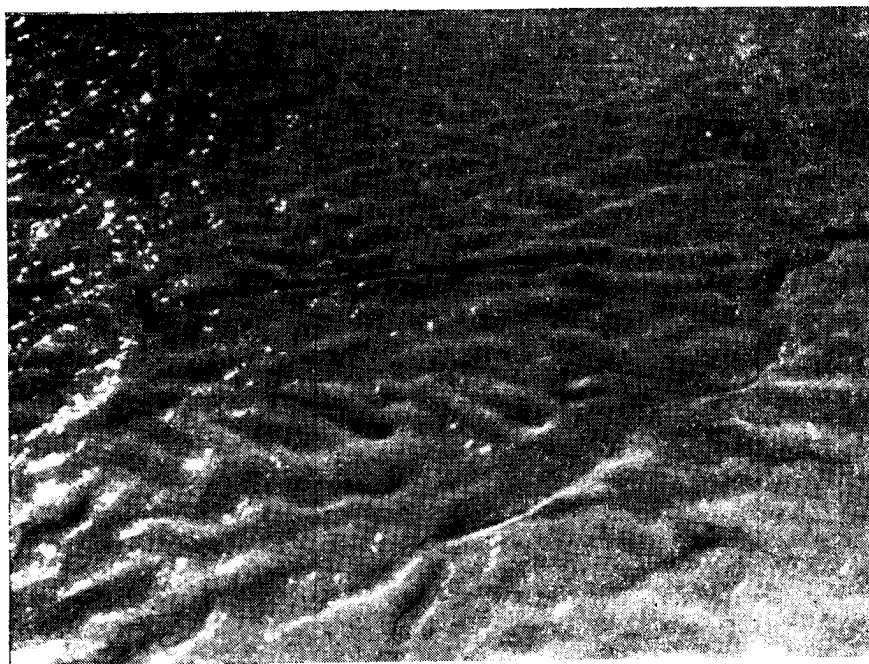


Рис. 1. Бугристая поверхность материкового льда.

чимыми, альбедо тех и других составило около 74%, и таяние их в это время происходило в парниковой или луночной форме.

В Антарктиде преобладает парниковая форма таяния, т. е. таяние под тонкой ледяной корочкой. Холодный ветер препятствует сплошному увлажнению поверхности, поэтому таяние происходит под защитой небольших повышений микрорельефа в виде пятен (от 20 до 250 см²), вытянутых в направлении ветра. Влажная поверхность пятна быстро покрывается корочкой смерзшихся сростков кристаллов, хорошо проницаемой для солнечной радиации.

Под корочкой постепенно образуется небольшая лунка глубиной от 3 до 5 см в зависимости от баланса тепла в образующемся «парничке». Вследствие испарения корочка становится ажурной, теряет точки опоры и падает в лунку, таяние становится менее интенсив-

ным. В то же время происходит выравнивание лунки, в процессе которого выровненная поверхность становится выше соседних, углубляющихся лунок. Вследствие этого усиливается обдувание ветром, и вновь создаются условия для появления ледяной корочки, а следовательно, и нового парничка.

Образующиеся лунки, разрушая старый микрорельеф поверхности льда, формируют новый, который с прекращением таяния фиксируется на зимний период. К этому времени рыхлый слой обломков кристаллов уже не возобновляется, а оставшийся постепенно испаряется и развевается ветром. Появляющаяся бугристая поверхность, вначале шероховатая и непрозрачная, с замерзанием воды в поверхностном слое льда постепенно приобретает прозрачность и становится гладкой. Большую роль в сглаживании поверхности играет переметание снега и испарение льда.

Бугристая поверхность льда не везде однородна вследствие того, что размер парничков зависит от характера рельефа, а в конечном счете от режима ветра. На хорошо обдуваемых поверхностях преобладает крупнобугристый рельеф, в местах более защищенных от ветра — мелкобугристый, с большей глубиной вреза, которая на всех поверхностях колеблется от 0,5 до 2,0 см.

Более контрастная, как бы «волнующаяся» поверхность льда (рис. 2), была обнаружена в начале сентября на небольшом озере на о. Хасуэлл. При первом взгляде на поверхность этого прозрачного льда создавалось впечатление, что замерзание произошло здесь мгновенно, в момент, когда водная поверхность «вскипела» под сорвавшимся шквалом ветра.

Озерко, как оказалось при внимательном осмотре, не вскрывается. Оно представляет скопление конжеляционного льда, мощность которого стала настолько значительной, что при слабом летнем таянии вода не покрывает поверхности льда, а целиком поглощается трещинами. Лед лежит на дне глубокой впадины с очень крутыми склонами, покрытыми мощным снежником. Только с юга она соединяется с берегом острова небольшой долиной, один из склонов которой представляет отвесный скалистый обрыв, другой же, отлогий, сглажен ледником. Направление долины совпадает с господствующими ветрами южной четверти горизонта. Воздушный поток, врываясь в впадину, усиливается, а встречая препятствие в виде крутых склонов, приобретает вихревое движение, о чем свидетельствовало отсутствие на льду снега и сильная уплотненность снега на склонах.

Происхождение этой скульптурной поверхности аналогично происхождению поверхности материкового льда. Но если бугристый микрорельеф характерен для открытых поверхностей материкового льда, то для образования «волнующейся» поверхности потребовалось сочетание ряда благоприятных условий, которые могут сложиться далеко не везде.

Если бы впадина не имела воздухопровода, ориентированного навстречу господствующему ветру, она зимой была бы занесена

снегом. Продувание впадины летом при общем значительном ослаблении ветра в этот период замедляет таяние и обуславливает его парниковую форму, при которой формируется скульптурный рельеф льда. Если бы таяние было интенсивным, лед покрылся бы водой и при замерзании его поверхность оказалась бы ровной. Очевидно, так и происходило, пока накопление льда во впадине было

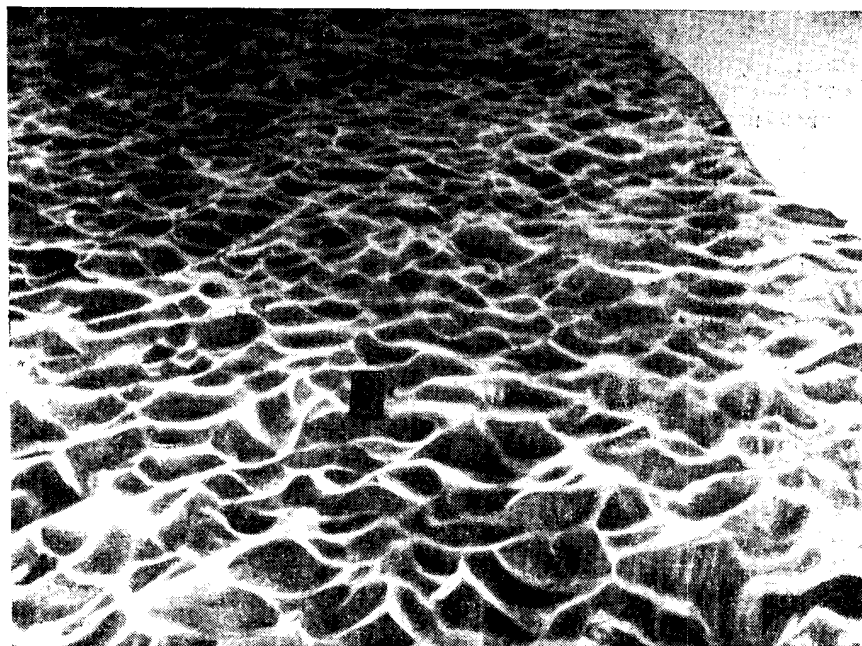


Рис. 2. Редкая форма скульптурной поверхности льда.

небольшим. Сейчас лед разбит многочисленными трещинами на блоки, которые, по-видимому, ежегодно испытывают небольшое смещение.

Таким образом, в происхождении скульптурных форм поверхности льда главную роль играет радиационный фактор, но его проявление неразрывно связано с воздействием ветра, охлаждающим тающие поверхности.

Поступила 11/VIII 1959 г.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960**

Главная геофизическая
обсерватория

И. Д. КОПАНЕВ,
старший научный
сотрудник

Турбулентное трение в Антарктиде

Влияние ветра на формирование снежного покрова и на перенос частиц снега проявляется через турбулентное трение τ :

$$\tau = \rho k \frac{\partial u}{\partial z},$$

где ρ — плотность воздуха;
 k — коэффициент турбулентного обмена;
 $\frac{\partial u}{\partial z}$ — вертикальный градиент скорости ветра.

Частицы снега отрываются от поверхности снежного покрова в том случае, если величина турбулентного трения, преодолевая силы сцепления, достигает некоторого критического значения.

В настоящей статье преследуется цель дать количественную оценку пространственной изменчивости турбулентного трения в Антарктиде по методике, разработанной в Главной геофизической обсерватории [1, 2, 3].

Приведенные в табл. 1 величины характеризуют силу, с которой действует воздушный поток на единицу поверхности в единицу времени. Наиболее резко выделяется антарктическое побережье, где турбулентное трение достигает больших величин, чем в центральных районах. В годовом ходе максимум приходится на холодный период в связи со значительными скоростями ветра, а минимум — на летние месяцы.

Практический интерес представляет порядок критических величин турбулентного трения, при которых начинается отрыв частиц снега от поверхности и их дальнейший перенос (табл. 2). В центральных районах материка снежный покров, обладающий относительно меньшей плотностью при одних и тех же скоростях ветра, легче переносится, чем на побережье. В холодный период в связи с частым выпадением осадков перенос частиц свежеснежного покрова происходит при сравнительно меньших значениях турбулент-

Таблица 1

Средние месячные значения турбулентного трения в 1958 г.
(в $г/см \cdot сек^2$)

Станции	Широ- та южная	Долгота восточ- ная	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мирный	66°33'	93°01'	1,4	2,1	3,6	5,4	4,8	4,6	5,7	7,0	4,4	3,2	1,4	0,9	3,8
Пионерская	69 44	95 30	3,1	3,4	2,6	3,6	1,7	1,9	1,3	3,7	3,1	2,4	1,7	1,6	2,5
Комсомольская	74 05	97 29	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3
Восток	78 27	106 52	0,4	0,3	0,5	0,3	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,4
Советская	78 24	87 35	—	—	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3

ного трения, чем летом. Во время метели приземные слои воздуха получают сверху или от снежного покрова и переносят такое количество снежных частиц, какое способны удержать во взвешенном состоянии при данной скорости движения, размерах и форме частиц.

Таблица 2

Критические значения турбулентного трения
в 1958 г.
(в $г/см \cdot сек^2$)

Станции	VI	VII	XI	XII
Мирный	2,2	2,6	3,1	3,0
Пионерская	1,4	1,1	1,8	2,0
Комсомольская	1,0	0,4	1,1	1,3
Восток	0,6	0,8	0,6	0,9
Советская	0,6	0,7	0,8	0,8

С увеличением скорости ветра и турбулентного трения в движении приходят новые частицы, а с ослаблением ветра часть снежинок оседает на поверхность. Поэтому можно предполагать, что важным фактором в распределении выпадающего из атмосферы снега или переноса снега является не только абсолютная скорость ветра, но и его порывистость. Обычно в качестве показателя порывистости P принимается отношение максимального порыва ветра u_{\max} к средней скорости ветра $u_{\text{ср}}$ за определенный промежуток времени [4].

Для характеристики порывистости мы воспользовались данными непрерывной регистрации скорости ветра посредством анемометра, полученными Н. П. Русиним.

Таблица 3
Характеристики порывистости ветра
в Мирном в 1956 г.

	VII	VIII	IX	X	XI
$u_{\text{ср}}$	18,7	17,9	18,6	19,4	16,8
$u_{\text{макс}}$	29	26	27	29	26
$u_{\text{мин}}$	10	12	14	15	12
$P = \frac{u_{\text{макс}}}{u_{\text{ср}}}$	1,54	1,46	1,44	1,51	1,53

Как видно из табл. 3, ветры на антарктическом побережье обладают значительной порывистостью, что существенно сказывается на характере залегания снежного покрова и его структуре. Действительно, быстрые изменения скорости ветра вызывают соответствующие изменения давления воздушного потока на снежную поверхность. Поэтому нередко наблюдаются случаи, когда слой снега, образовавшийся при одной и той же метели, можно разделить на несколько прослоек разной плотности и строения. Более или менее однороден только снежный покров, образующийся при снегопадах в штилевую погоду.

В заключение отметим, что получение количественных характеристик турбулентного трения и порывистости ветра позволит более обстоятельно подойти к изучению механизма формирования снежного покрова в Антарктиде.

Поступила 16/VII 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена. Метеорол. и гидрол., № 3, 1953.
2. Копанев И. Д. К методике расчета турбулентного трения. Труды Главн. геофиз. обсерв., вып. 61 (123), 1956.
3. Лайхтман Д. Л., Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. Гостехиздат, 1949.
4. Молчанов П. А. Аэрология. Гидрометеониздат, 1938.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960**

*Ленинградское высшее
инженерное морское училище
им. адмирала Макарова*

*В. В. КЛЕПИКОВ,
кандидат географических
наук*

Теплые глубинные воды в море Уэдделла

Теплые глубинные воды, как известно, проникают в море Уэдделла с востока, отделяясь на 15—25° в. д. от основного циркулярного течения и образуя в море Уэдделла хорошо выраженный циклонический круговорот. Распространение теплых глубинных вод в этом районе очень напоминает распространение атлантических вод в Арктическом бассейне, которые также обходят весь бассейн, прижимаясь к материковому склону. В связи с этим интересно вычислить расходы воды и тепла, а также теплосодержание теплых глубинных вод в море Уэдделла и сравнить с подобными вычислениями В. Т. Тимофеева по Арктическому бассейну¹.

Для вычисления расходов воды и тепла были выбраны гидрологические разрезы, выполненные «Дисковери II» по 20° в. д. и по Гринвичскому меридиану (оба в феврале — марте 1939 г.), а также разрез от Южных Сандвичевых островов к мысу Норвегия (март 1937 г.). Данные всех трех разрезов были обработаны динамическим методом, и получены скорости течений на различных горизонтах относительно поверхности 3500 дб. Расходы определялись только для потоков теплых глубинных вод, за которые принимались воды с положительной температурой. Определения производились планиметрированием отдельных участков, ограниченных двумя изотаксами и двумя изотермами. На разрезах по 20° в. д. и Гринвичскому меридиану расходы вычислялись для западных, т. е. входных потоков, а на третьем разрезе — для западного и восточного, т. е. входного и выходного из моря Уэдделла потока. Результаты вычислений приведены в табл. 1.

Данные табл. 1 показывают, что через разрез 2 на запад проходит теплой воды почти в 3 раза больше, чем через разрез 1. Это означает, что основная масса вод, питающих глубинное течение моря Уэдделла, вступает между меридианами 0 и 20° в. д. В связи

¹ В. Т. Тимофеев. Атлантические воды в Арктическом бассейне. Сборн. «Проблемы Арктики», вып. 2, 1957.

Таблица 1

Площади сечения потоков (S), расходы воды (W), расходы тепла (q), а также средние скорости (v) и средние температуры (t) на разрезах поперек теплого глубинного течения в море Уэдделла

Наименование разреза	S (км^2)	W ($\text{км}^3/\text{год}$)	q ($\text{ккал}/\text{год}$)	v ($\text{см}/\text{сек}$)	t
Разрез 1 (по 20° в. д.)	1202	152 000	$70\,000 \cdot 10^{12}$	0,40	0,46
Разрез 2 (по Гринвичскому меридиану)	1642	441 000	$206\,000 \cdot 10^{12}$	0,85	0,47
Разрез 3 (Южные Сандвичевы острова — мыс Норвегия):					
входной поток	1220	170 000	$73\,300 \cdot 10^{12}$	0,44	0,48
выходной поток	1113	87 000	$24\,300 \cdot 10^{12}$	0,28	0,28

с этим расходы воды и тепла через разрез по Гринвичскому меридиану можно принять за исходные при суждении о трансформации теплых глубинных вод.

Мы получили, что в море Уэдделла ежегодно вносится $441\,000 \text{ км}^3$ воды, которая содержит $206\,000 \cdot 10^{12} \text{ ккал}$ тепла. В Арктический бассейн, по данным В. Т. Тимофеева, поступает в год $94\,000 \text{ км}^3$ атлантической воды, приносящей $214\,357 \cdot 10^{12} \text{ ккал}$ тепла. Таким образом, объем теплых глубинных вод, поступающих в море Уэдделла, в 2 с лишним раза больше, чем объем атлантических вод, вступающих в Арктический бассейн, а по количеству тепла оба этих потока примерно одинаковы.

Распространяясь в море Уэдделла, глубинные воды постепенно трансформируются. До разреза 3 доходит $170\,000 \text{ км}^3$ воды и $73\,000 \cdot 10^{12} \text{ ккал}$ тепла в год, следовательно, 62% воды и 64% тепла расходуется на поверхностные воды (небольшая часть) и на формирование придонных антарктических вод (основная часть). На выходе из моря Уэдделла сохраняется только 20% воды и 12% тепла от количеств, рассчитанных для Гринвичского меридиана.

Теплосодержание определялось по карте средних температур и толщин теплых глубинных вод, которая была предварительно составлена по материалам наблюдений всех экспедиций, включая экспедицию на д/э «Обь» 1956/57 г. Площади небольших участков этой карты, ограниченные двумя изотермами и двумя изолиниями толщины, были спланиметрированы, что дало возможность подсчитать теплосодержание для отдельных районов и всего моря Уэдделла в целом¹. Нумерация и границы районов, для которых вычислялось теплосодержание, показаны на рис. 1, а результаты вычислений приведены в табл. 2. У материка и Земли Грейама граница распространения теплых глубинных вод совпадает с изобатой 500 м.

¹ В вычислениях участвовал О. А. Селиванов.

Таким образом, наши подсчеты (табл. 2) показывают, что, если к морю Уэдделла отнести всю область циклонической циркуляции вплоть до 20° в. д., то его площадь (исключая материковую отмель) будет примерно такой же, как площадь Арктического бассейна, а теплосодержание теплых глубинных вод почти в 2 раза больше, чем теплосодержание атлантических вод в этом бассейне. В упоминавшейся работе В. Т. Тимофеева эти цифры соответственно равны $4\,348\,807\text{ км}^2$ и $1\,267\,383 \cdot 10^{12}\text{ ккал}$. Даже к западу от разреза 3

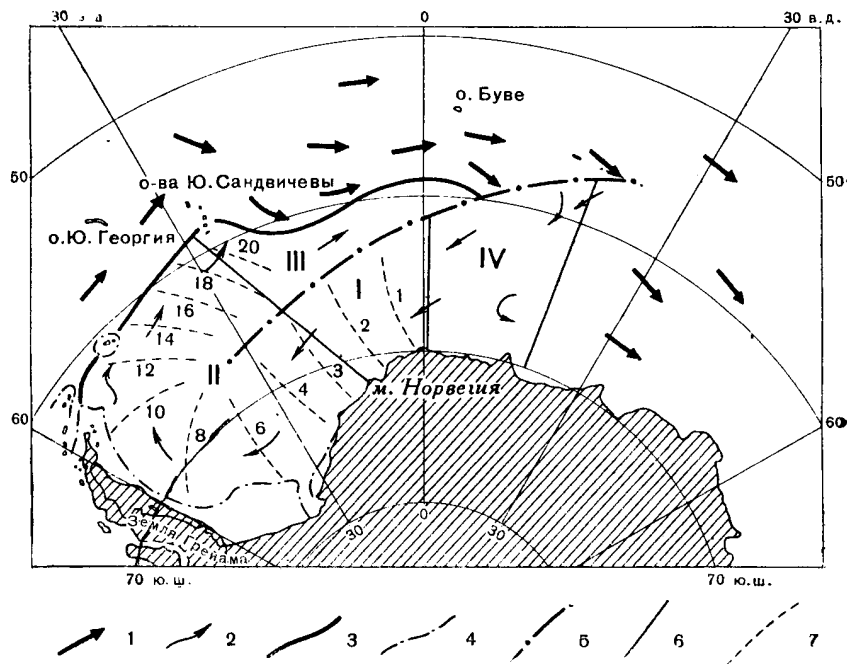


Рис. 1. Границы районов, для которых вычислялось теплосодержание.
1 — циркумполярное течение; 2 — распространение теплых глубинных вод в море Уэдделла; 3 — северная граница моря; 4 — изобата 500 м; 5 — линия раздела между западным и восточным потоками; 6 — гидрологические разрезы; 7 — изохроны.

теплые глубинные воды обладают запасом тепла всего в 1,5 раза меньшим, чем в Арктическом бассейне.

Найденные величины теплосодержания и расходов тепла на разрезах позволяют подсчитать среднюю скорость перемещения теплых глубинных вод и построить карту изохрон. Для этого мы ограничимся районами I и II, т. е. будем считать, что через разрез 2 теплые глубинные воды входят в море Уэдделла, а через разрез 3 выходят из него.

Если через q_0 обозначить годовой расход тепла на входном разрезе, через q_1 — то же на разрезе 3 для западного потока, через q_2 — количество тепла, которое ежегодно уходит из моря Уэдделла, а

Таблица 2

Теплосодержание (Q) теплых глубинных вод моря Уэдделла

Номер района	Площадь (км^2)	Q (ккал)
I	727 000	$402\,650 \cdot 10^{12}$
II	2 320 480	$809\,820 \cdot 10^{12}$
III	476 000	$155\,000 \cdot 10^{12}$
IV	1 195 030	$1\,009\,270 \cdot 10^{12}$
Всего	4 718 510	$2\,376\,740 \cdot 10^{12}$

через Q_1 и Q_2 — теплосодержание теплых глубинных вод в районах I и II соответственно, то можно подсчитать число лет T_1 и T_2 , которое потребуется теплым глубинным водам, чтобы пройти районы I и II. Для этого можно воспользоваться следующими простыми формулами:

$$T_1 = \frac{2Q_1}{q_0 + q_1} \text{ и } T_2 = \frac{2Q_2}{q_1 + q_2}.$$

Подсчеты показали, что $T_1 = 2,9$ лет, а $T_2 = 16,6$ лет. Измерив средний путь вод, можно найти, что средняя скорость их в районе I составляет $0,93 \text{ см/сек}$, а в районе II — $0,53 \text{ см/сек}$. Средние скорости, рассчитанные динамическим методом, соответственно равны $0,65$ и $0,35 \text{ см/сек}$.

Предполагая, что скорость течения уменьшается линейно, можно рассчитать положение изохрон, т. е. линий, до которых теплая глубинная вода дойдет через 1, 5, 10 лет и т. д. после пересечения Гринвичского меридиана.

Карта изохрон (рис. 1) показывает, что за 10 лет теплые глубинные воды доходят примерно до района, прилегающего к северной части Земли Грейама; еще 10 лет им требуется, чтобы пройти путь от этого района до Южных Сандвичевых островов. По средней скорости можно найти также, что от 20° в. д. до Гринвичского меридиана глубинные воды доходят за 4—5 лет. Таким образом, весь путь от начала вступления в циклоническое движение (на 15 — 25° в. д.) до выхода из моря Уэдделла теплые глубинные воды проходят приблизительно за 25 лет.

Поступила 26/IX 1959 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960

Третья континентальная
экспедиция

В. Л. ЛЕБЕДЕВ,
кандидат географических
наук

К вопросу о ветровом дрейфе айсбергов

В полярной литературе неоднократно ставился вопрос об использовании наблюдений за айсбергами для определения направления морских течений. Считается, что своей вытянутой стороной айсберги всегда располагаются вдоль течения. К этому можно прибавить некоторые теоретические соображения об особенностях дрейфа столового айсберга в ветровом течении. Как показывают наблюдения, с тыльной стороны дрейфующего айсберга ветровые волны вырабатывают подводную террасу, которая стремится всплыть, поднимая тыльную и опуская переднюю часть айсберга. При этом устойчивое положение ледяной горы в потоке нарушается, так как центр парусности оказывается позади центра сопротивления. В результате айсберг стремится развернуться в горизонтальной плоскости. Поворот должен происходить за счет движения приподнятой части айсберга вокруг опущенной. Ввиду отклонения на-

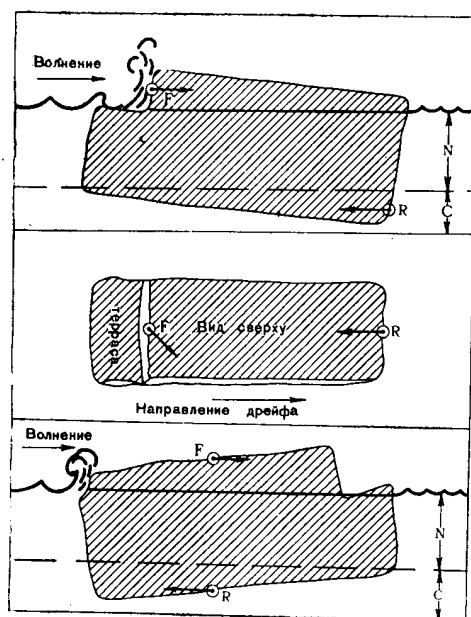


Рис. 1. Ориентировочная схема действия сил на айсберг, находящийся в ветровом течении

F — сила ветра; R — сила сопротивления воды; N — глубина слоя воды, охваченного ветровым течением; C — относительно неподвижные воды.

правления ветра в южном полушарии от направления течения вправо поворот будет направлен против часовой стрелки. После того как айсберг развернется и его приподнятая часть окажется впереди по течению, ветровое волнение начнет вырабатывать новую террасу с опущенной стороны айсберга. Наклон айсберга при расширении новой террасы уменьшится, затем исчезнет и, наконец, перейдет в обратную сторону. После этого парусил, создаваемая парусностью и сопротивлением воды, снова развернет айсберг против часовой стрелки приподнятой стороной по течению, и так цикл может повторяться несколько раз (рис. 1).

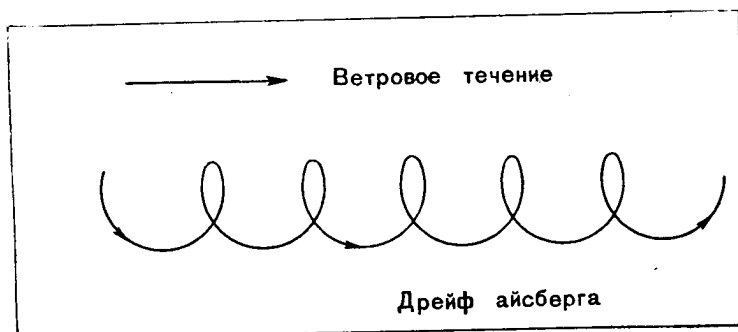


Рис. 2. Предполагаемая траектория движения айсберга в ветровом течении.

Таким образом, айсберг при своем движении в ветровом течении (при отсутствии морского льда и наличии волнения) теоретически должен описывать сложную траекторию, напоминающую по внешнему виду проекцию растянутой пружины (рис. 2). За время такого дрейфа образование волновых террас с различных сторон айсберга должно привести к его всплыванию, уменьшению осадки и изменению формы от столовой к пирамидальной.

Поступила 24/X 1959 г.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960**

Московский
государственный
университет

Н. П. ГРУШИНСКИЙ,
кандидат технических
наук

**Об условиях гравиметрических измерений
на д/э „Обь“ во время антарктических плаваний**

Во время работы Второй морской антарктической экспедиции на дизель-электроходе «Обь» был выполнен ряд гравиметрических наблюдений, позволяющих сделать положительные выводы о возможности производства как маятниковых, так и гравиметровых измерений на судах этого типа во время антарктических рейсов.

Гравиметрическим наблюдениям на корабле в основном мешают вибрации и большие возмущающие ускорения, возникающие при качке корабля на волне. Ф. А. Венинг-Мейнес предложил метод исключения этих ускорений в первом приближении и введения соответствующих поправок. При малых возмущениях, имеющих место на подводных лодках, эта теория справедлива, а поправки за влияние возмущающих ускорений незначительны, и в большинстве случаев ими можно пренебречь. При работе на надводных кораблях поправки становятся большими, а результаты вычисления ненадежными. На кораблях большого тоннажа и в случае сравнительно спокойного моря теория оказывается вполне применимой, и при наличии акселерометров измерение силы тяжести возможно. Для судна типа «Обь» водоизмещением 12 тыс. т вполне надежные результаты получаются при волнении моря до 3 баллов.

В океане наблюдаются два основных типа волнения: ветровая волна, как правило, с коротким (от 3 до 6 сек) периодом и малой (порядка 20—30 м) длиной и зыбь с периодом 9—14 сек и длиной волны 100—150 м. Из этих двух типов волнения первое более благоприятно для гравиметрических работ. Волна малой длины разбивается о корпус корабля и мало его раскачивает. Длиннопериодная зыбь, имеющая длину волны, соизмеримую с размерами судна, особенно сильно раскачивает его, если корабль расположен в направлении распространения волны или под небольшим углом к этому направлению. Тогда при поднятом на гребень носе корма оказывается в ложбине и наоборот. Самым выгодным при зыби яв-

ляется расположение корабля лагом к волне. В этом случае судно мало качается, а, главным образом, поднимается на волну и опускается, т. е. имеют место в основном вертикальные возмущения силы тяжести. Для чисто ветровой волны наблюдения возможны и при волнении несколько больше 3 баллов. Однако почти никогда не наблюдается чисто ветровой волны без зыби. Кроме того, при значительной ветровой волне короткого периода удары волн о корпус корабля могут вызвать резонансные ускорения; тогда наблюдения становятся невозможными.

По мере углубления судна в дрейфующие льды волна быстро затухает, и условия наблюдений существенно улучшаются. Но в случае заметной зыби льдины, раскачиваясь, ударяют о борт корабля и вызывают сотрясения, сообщающие маятникам импульсные ускорения. Таким образом, во время наблюдений во льдах приходится тщательно следить за состоянием моря и поведением маятников. Для гравиметров с сильно затухенной системой эти явления не представляют опасности, и диапазон благоприятных условий оказывается значительно шире.

Исходя из высказанных соображений, можно сделать заключение о количестве пригодного для гравиметрических измерений времени при плавании в антарктических и субантарктических водах. Во время второго антарктического рейса д/э «Обь» велись наблюдения над различной степенью волнения (табл. 1). Данные о высотах волн приведены в табл. 2, заимствованной из книги Л. Ф. Титова¹.

Таблица 1

Число дней с волнением до 3 баллов

Сектор	Общее число дней	Число дней с волнением до 3 баллов	% к общему числу дней	Месяцы
Тропический Атлантического океана	16	8	50	ноябрь
Южный океан	10	1	10	декабрь
Антарктика	39	9	23	февраль—март
Южный океан	57	5	9	март—апрель
Тропический Индийского океана	18	10	56	май
Всего	140	32	23	

Табл. 1 и 2 свидетельствуют о том, что в субантарктических морях приблизительно 10% времени пригодно для ведения маятниковых гравиметрических определений на судах типа «Обь». При пла-

¹ Л. Ф. Титов. Ветровые волны на океанах и морях. Гидрометеиздат, 1955.

Таблица 2

Повторяемость волнений по высотам волн для субантарктических морей (в процентах)

Тип волнения	Высота волн (м)	
	0—1	2—3
Ветровые	3	28
Зыбь	12	41

Таблица 3

Средние амплитуды

	Номер точки				
	1	2	3	4	5
\bar{a}_z	3,29	3,50	2,23	2,73	3,03

Таблица 4

Отношения величин поправок

	Номер точки				
	1	2	3	4	5
$\frac{\delta g_{z1}}{\delta g_{z3}}$	2,2	2,5	1,0	1,5	1,9

вании во льдах продолжительность благоприятного времени резко увеличивается. Для устранения вредного действия вибраций, весьма больших на дизель-электроходах, во время наблюдений на гравиметрических станциях необходимо выключать дизели.

Для уменьшения влияния возмущающих ускорений важно выбрать на корабле место, наиболее благоприятное для наблюдений. Таким местом, очевидно, является метациентр корабля, имею-

щий наименьшую амплитуду качки. Для выяснения распределения возмущающих ускорений на судне проводилось специальное исследование. В нескольких точках корабля была произведена запись вертикального акселерографа. В это время «Обь» находилась в дрейфе в открытом океане, наблюдалось ветровое волнение 2 балла с периодом 5 сек и зыбь 3—4 балла с периодом 6—9 сек. Фронты распространения волнения обоих типов совпадали. Измерения произведены в следующих точках корабля: 1) в геофизической лаборатории; 2) в каюте № 67 на корме в четвертом твиндеке; 3) в трюме около гирокомпасного отсека; 4) в фотолаборатории между камбузом и трюмом 2а; 5) в проходе между первым и вторым трюмами. Все измерения велись на уровне твиндека. Результаты измерения представлены в табл. 3 и 4 и на рис. 1 (обработка материалов выполнена В. А. Гладуном). Приведенные в табл. 3 средние величины амплитуд \bar{a}_z измерены в миллиметрах на пленке, на которую производилась запись ускорений. Эти величины пропорциональны средним амплитудам вертикальных ускорений.

В табл. 4 приведены отношения величин поправок за вертикальные возмущения ускорения, вычисленные по формулам Броуна $\delta g_z = \frac{\ddot{z}}{4g}$. За единицу принята поправка в точке № 3 с минимальным ускорением.

Приведенные материалы убедительно свидетельствуют о том, что наилучшим местом для установки гравиметрических приборов

является помещение трюма За около гирокомпасного отсека. При расположении приборов в этом месте существенно уменьшаются ошибки за счет вертикальных возмущающих ускорений.

Таким образом, для выполнения гравиметрических измерений на экспедиционных судах типа «Обь» в антарктических водах необходимо руководствоваться следующим:

1. В силу малого количества пригодного для наблюдений времени нельзя пропускать ни одной возможности. Следовательно, не-

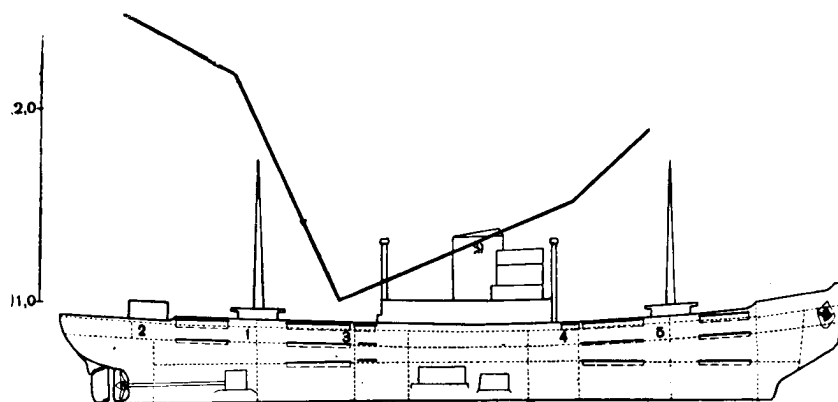


Рис. 1. График распределения поправок в соответствии с табл. 4.

обходимо специально резервировать время для гравиметрических работ и производить наблюдения в каждый пригодный для этого момент.

2. Маятниковый прибор следует устанавливать в трюме За твиндечного помещения, рядом с гирокомпасным отделением.

Поступила 13/X 1958 г.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960**

Государственный
астрономический
институт

А. И. ФРОЛОВ,
кандидат технических
наук

Отклонение отвеса в Антарктиде

Основой для картографических работ в Антарктиде служат астрономические пункты. По принятой классификации их можно отнести к пунктам IV класса. Ошибки во взаимном положении двух пунктов, по-видимому, не превышают 250 м. Однако отклонения отвеса могут внести значительно большие ошибки. Поэтому представляет интерес оценить возможные невязки. Наиболее благоприятным для этой цели по полноте изученности является участок прибрежной полосы от Берега Леопольда и Астрид до Берега Нокса.

Для приведения координат φ и λ астрономических пунктов к принятой общегосударственной системе геодезических координат B и L необходимо определить поправки $\Delta\varphi = B - \varphi$ и $\Delta\lambda = L - \lambda$. Точные значения поправок могут быть определены по гравиметрическим и астрономо-геодезическим данным [1]:

$$\Delta\varphi = -(\xi_{\sigma_0} + \Delta\xi_{\sigma-\sigma_0}).$$

$$\Delta\lambda = -(\eta_{\sigma_0} + \Delta\eta_{\sigma-\sigma_0} + \Delta\eta) \sec \varphi.$$

Здесь ξ_{σ_0} и η_{σ_0} — составляющие отклонения отвеса в плоскости меридиана и первого вертикала, определяемые по гравитационному полю в области σ_0 вокруг пункта. Две последние поправки — за влияние дальних зон и за переход от нормального гравиметрического сфероида (в данном случае сфероида Гельмерта) — к принятому геодезическому референц-эллипсоиду в наших условиях не могут быть определены. Однако допускаемая ошибка из-за неучета дальних зон (до 1000 км) приближенно может быть оценена, а поправки за более далекие зоны и поправки за переход к принятому геодезическому эллипсоиду изменяются медленно и на разность широт и долгот относительно близких пунктов влияют мало. Поэтому примем

$$\Delta\varphi = -\xi_{\sigma_0}, \text{ а } \Delta\lambda = -\eta_{\sigma_0} \sec \varphi.$$

Figure 1 consists of two contour maps, labeled 'a' and 'b', showing the magnetic field in the Mirnyy area. The maps are plotted on a coordinate grid with latitude (64°N to 68°N) and longitude (84°E to 108°E) markings. Map 'a' displays contour lines with values ranging from -1.3 to +8.8. Map 'b' displays contour lines with values ranging from -2.8 to +4.0. Both maps include a coordinate grid with latitude and longitude markings.

a — составляющая отклонения в меридиане — ξ'' ; b — составляющая отклонения в первом вертикале — γ'' .

Результаты представлены на рис. 1. Составляющие отклонения отвеса в плоскости меридиана изменяются от $+8,8$ до $-6'',1$, а в

плоскости первого вертикала от $+5,4$ до $-8'',0$. Максимальные разности достигают соответственно 15 и $13''$.

Таким образом, ошибки в определении расстояния между пунктами, например, в восточной части района (о. Милл — о. Боуман — Бангер-Хилс) могут достигать 500 м только за счет уклонения отвеса. Ошибки, вызываемые отклонением отвеса, и ошибки наблюдений могут вызвать недопустимые невязки.

Исследованный участок характеризуется сравнительно небольшими отклонениями отвеса: средние квадратические значения ξ и η соответственно равны $3,9$ и $3'',2$. Значительно больших отклонений можно ожидать на других участках, например на Берегу Короля Георга V и на Берегу Отса, где аномалии изменяются более монотонно, а градиенты достигают 4 мгл на километр. К сожалению, эти участки освещены недостаточно.

Полученные результаты доказывают целесообразность постановки гравиметрических съемок вокруг астропунктов. Эти работы могут быть выполнены одновременно с астрономическими или другими береговыми исследованиями.

Поступила 17/VII 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремеев В. Ф. Вычисление поправок за уклонение отвесных линий. Сборн. статей, вып. VIII, Геодезиздат, М., 1945.

БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960

Ботанический
институт
Академии наук СССР

Л. И. САВИЧ-ЛЮБИЦКАЯ,
З. Н. СМЕРНОВА,
доктора
биологических наук

Новая разновидность *Bryum Korotkevicziae*
Sav.-Ljub. et Z. Smirn.

В феврале 1957 г. М. М. Голлербахом были собраны выбросы мха на пляже с восточной стороны одного из больших озер (более 0,5 км в диаметре) «Малого оазиса», в 15 км к северо-западу от Бангер-Хилса. Этот мох оказался разновидностью описанного нами *Bryum Korotkevicziae*¹. Вода в этом озере, по данным М. М. Голлербаха, пресная, с содовым привкусом, pH около 7,82; глубина озера около 1,5 м. Сквозь прозрачный лед на дне были видны сплошные пленки водорослей, покрывавшие заросли мха. Выбросы мха образовывали на берегу озера валик более 10 м длиной, параллельный урезу воды. Массовые выбросы мха обусловлены сильным волнением воды, вызываемым восточными ветрами, и мелководностью озера.

На берегах глубоководного озера Фигурного, откуда был описан *Bryum Korotkevicziae*, выбросы мха не наблюдались, причем в мелководных частях озера, по сообщению М. М. Голлербаха, заросли мха не были обнаружены.

Bryum Korotkevicziae, видимо, лучше развивается в глубоководных условиях обитания, ибо в мелких водоемах он угнетается массовым развитием на нем пленок водорослей. Кроме того, при сильном волнении его часто выбрасывает на берег, где он и погибает.

При сравнении образцов сборов М. М. Голлербаха с образцами *Bryum Korotkevicziae* из озера Фигурного выяснились некоторые их различия, позволившие выделить новую разновидность этого вида.

Var. *Hollerbachii* Sav.-Ljub. et Z. Smirn., var. nov.

¹ Л. И. Савич-Любickaя, З. Н. Смирнова. Новый вид рода *Bryum* Hedw. из оазиса Бангера. Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп., № 7, 1959.

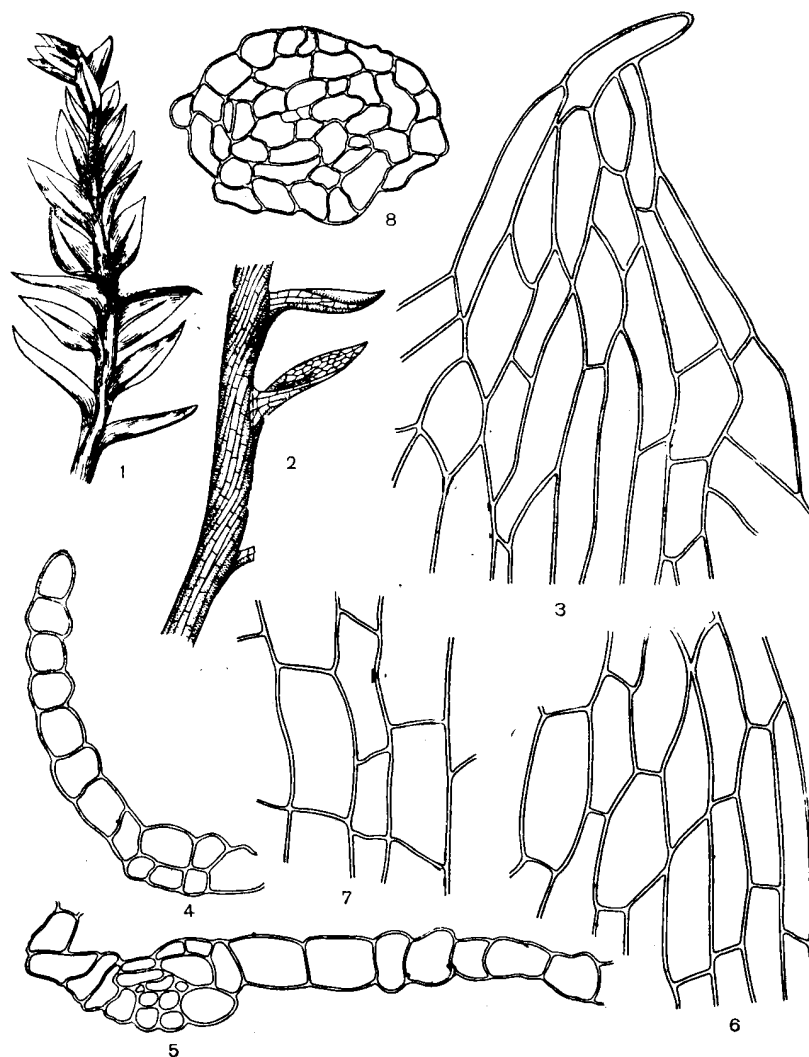


Рис. 1. *Bryum Korotkeviciae* var. *Hollerbachii* Sav.-Ljub. et Z. Smirn.
 1 — общий облик; 2 — часть стебля со спиральными наружными клетками; 3 — за-
 остренная верхушка листа; 4 — срез через верхнюю часть листа; 5 — срез через ос-
 нование листа; 6 — клетки средней части листа близ края; 7 — клетки листа близ
 основания; 8 — поперечный срез стебля.

Descriptio. Caulis brevior, densius foliosus, rhizoidibus melius evolutis (fig. 1, 1). Folia minus remota, brevius decurrentia (fig. 1, 2), latiora, 1,25 mm longa, 0,5 mm lata, longius acuminata, haud obtusiuscula, cellula terminali elongata (fig. 1, 3). Nervus melius evolutus, interdum apicem folii fere attingens, superne saepius bifurcatus, cellulis substereideis melius evolutis (fig. 1, 4, 5). Laminae foliaris cellulae latiores, membranis solidioribus, superne elongatae (fig. 1, 3, 6, 7).

Habitatio. «Oasis minor» (in 15 km ad boreo-occidentem ab Bangeri Hills). In ripa orientali arenosa lacus haud profundi, ad glaciei liquefactae marginem in aqua inventum est. In lacus fundo crescit et undis maximus pro parte ad ripam ejicitur. M. M. Hollerbach 10/II 1957 legit.

Varietas haec in honorem M. M. Hollerbachii botanici expeditionis sovieticae antarcticae anno 1957 denominata est.

Стебель значительно короче, гуще облиственный (рис. 1, 1), с более сильно развитыми ризоидами. Листья менее расставленные, короче низбегающие (рис. 1, 2), в среднем 1,25 мм длины и 0,5 мм ширины, длиннее заостренные, с удлиненной конечной клеткой (рис. 1, 3). Жилка сильнее развитая, иногда доходящая почти до верхушки листа и вверху чаще раздвоенная, на срезе в верхней части уплощенная, с почти однородными клетками, в основании с более развитыми субстереидными клетками (рис. 1, 4, 5). Клетки пластинки листа шире, более плотностенные, вверху удлиненные (рис. 1, 3, 6, 7).

Местонахождение «Малый оазис», выбросы на песчаном пляже восточного берега мелководного озера, у кромки льда, в талой воде. Собран 10 февраля 1957 г. М. М. Голлербахом.

Новая разновидность названа в честь М. М. Голлербаха, ботаника Советской антарктической экспедиции 1957 г.

Она отличается от типичной формы рядом признаков, особенно формой верхушки листа и жилкой, а также условиями обитания.

Поступила 19/X 1959 г.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 17, 1960**

*Четвертая
континентальная
экспедиция*

*Р. В. РОБИНСОН,
старший штурман
авиаотряда*

Основной аэронавигационный метод в Антарктике

Основной метод аэронавигации, который применяется советскими летчиками на воздушных трассах нашей страны, это самолетовождение по магнитному компасу, дополненное использованием радионавигационных средств и визуальной ориентировкой по карте. Поэтому пользоваться таким методом можно только при полетах над хорошо изученными пространствами средних широт, где на участках маршрута между радионавигационными точками полет осуществляется по локсодромии.

Географические особенности Антарктиды, ее положение в высоких приполюсных широтах южного полушария, наличие огромных пустынных и чрезвычайно мало изученных пространств с однообразным видом безориентирной снежной поверхности, отсутствие достоверных карт, данных о магнитных склонениях и аномалиях и отсутствие сети радионавигационных средств не позволяли применить при полетах в Антарктиде обычные методы самолетовождения по локсодромии. Штурманы, направляющиеся в антарктическую экспедицию, учитывали, что ввиду указанных причин применить самолетовождение по магнитному компасу будет невозможно даже при полетах в сравнительно невысоких широтах береговой зоны. Тем более такой метод не мог быть применен при полетах в высокоширотных, совершенно неисследованных районах внутренней части материка, где к тому же путь по локсодромии между двумя достаточно удаленными друг от друга пунктами значительно длиннее ортодромического пути.

Практическое выполнение полета по локсодромии трудно осуществимо. Необходим сложный предварительный расчет полета и расчет большого количества поправок, вводимых в курс по мере пересечения самолетом географических меридианов и изогон магнитного склонения. При высокоширотном полете происходит быстрое изменение долготы самолета, что затрудняет учет углов схождения меридианов и введение соответствующих поправок в курс. Кроме

того, даже при известных магнитных склонениях линии изогон в некоторых высокоширотных районах лежат так густо, что при их пересечении учет магнитного склонения на маршруте становится весьма приблизительным. В районах же близких к магнитному полюсу по мере приближения к нему надежность работы магнитного компаса снижается, так как уменьшается горизонтальная составляющая магнитного поля Земли.

В свое время при полетах над льдами центральной части Северного Ледовитого океана штурманы В. П. Падалко, В. И. Аккуратов, А. П. Штепенко, П. М. Банюшевич, Д. Н. Морозов, Н. М. Жуков и др. столкнулись с большими неудобствами метода самолетовождения по магнитному компасу, а порой и полной его непригодностью. Это заставило их разработать новые методы высокоширотной аэронавигации.

Новые методы высокоширотной аэронавигации, испытанные в северном полушарии, были положены в основу аэронавигации в Антарктике. Штурманами Первой континентальной экспедиции Д. Н. Морозовым, В. М. Тулиным и М. М. Кирилловым был применен для самолетовождения астрономический компас, который затем прочно вошел в практику полетов.

При полетах над Антарктидой основным стал метод самолетовождения по астрономическому компасу с использованием сетки условных меридианов на картах стереографической полярной проекции, предложенной В. И. Аккуратовым. Метод заключается в следующем:

На полетную карту Антарктиды масштаба 1:3 000 000, выполненную в стереографической полярной проекции, кроме обычных географических меридианов, сходящихся в центре карты в точке полюса, нанесен ряд прямых линий, параллельных друг другу и меридиану Гринвича. Эти линии носят название условных меридианов и характеризуют направление север — юг относительно Гринвичского меридиана. Перпендикулярно им проведен еще один ряд параллельных линий, т. е. параллельных меридиану 90°, которые характеризуют направление север — юг относительно меридиана 90°.

Если на карте с такой сеткой провести прямую линию пути самолета, то она будет пересекать условные меридианы под одним и тем же углом. Так как проекция карты ортодромична и любая проложенная на ней прямая линия практически является ортодромией, то путевой угол такой ортодромии будет постоянным относительно условных меридианов в любой точке на линии пути и будет равен углу, под которым эта ортодромия пересечет Гринвичский меридиан.

При полете по ортодромии в высоких широтах путевой угол относительно пересекаемых географических меридианов будет непрерывно меняться, но он будет оставаться постоянным относительно меридианов условных, т. е. относительно меридиана Гринвича. Сле-

довательно, если летчик получит при полете возможность непрерывно определять курс самолета относительно Гринвичского меридиана, то самолет полетит по прямой вдоль начерченной на карте линии пути. Все дело заключается теперь в точном ориентировании продольной оси самолета относительно Гринвичского меридиана. В высоких широтах это с успехом позволяет осуществить астрокомпас. Проложив на карте прямой отрезок маршрута и сняв угол, под которым линия пути пересекает условный меридиан, штурман выводит самолет на рассчитанный и установленный на астрокомпасе курс, и летчик, выдерживая этот курс, ведет самолет по ортодромической прямой до точки поворота, где задается значение нового курса, и полет выполняется по следующему отрезку пути.

Применение сетки условных меридианов позволяет в случае необходимости быстро определить курс самолета относительно любого географического меридиана путем введения поправки на угол схождения меридианов. В высоких широтах ($>70^\circ$), где схождение меридианов практически равно разности их долгот, формулами перехода от условного курса, отсчитанного от Гринвичского меридиана, к истинному курсу, отсчитанному от любого географического меридиана, и наоборот являются:

$$UK_{zp} = A \pm \lambda_3^B, \quad A = UK_{zp} \mp \lambda_3^B,$$

где UK_{zp} — условный курс относительно Гринвичского меридиана;
 A — истинный курс.

Остается добавить, что выпускаемый отечественной промышленностью астрокомпас типа АК-53П, у которого линза-солнцеулавливатель вращается по ходу часовой стрелки, применим для самолетовождения по Солнцу только в северном полушарии. Поэтому использование его в Антарктике имеет ряд особенностей. Пришлось изменить часовой механизм рамки солнцеулавливателя и установить вращение рамки против часовой стрелки в соответствии с видимым движением Солнца на небе южного полушария. При этом изменилось назначение шкал астрокомпаса: по красной устанавливаются долготы восточного полушария, а по белой — долготы западного. Курс самолета при стандартной установке астрокомпаса на борту отсчитывается не от курсовой черты астрокомпаса, а от риски обратного курса¹. При базировании самолета в Мирном в практике самолетовождения в Антарктике по сетке условных меридианов за главный условный меридиан, устанавливаемый на шкале долгот астрокомпаса и характеризующий направление север — юг, принимается не меридиан Гринвича, а меридиан 90° в. д., т. е. второй ряд условных линий карты. Меридиан 90° в. д. является средним меридианом восточного полушария, проходит через меридиан Мирного, и его направление на юг совпадает с истинным направле-

¹ Универсальный астрокомпас для севера и юга в настоящее время разработан и находится в процессе производства. Прим. ред.

нием на юг от Мирного к южному географическому полюсу. Пользоваться им как главным меридианом сетки удобнее. В этом случае формулы для перевода курсов будут иметь следующий вид:

$$УК_{90} = A \pm \lambda_3^B - 90^\circ,$$

$$A = УК_{90} \mp \lambda_3^B + 90^\circ,$$

где $УК_{90}$ — условный курс относительно меридиана 90° в. д.

Описанный выше метод, дополненный радиоориентировкой, обеспечивает в полетах над Антарктидой высокую курсовую точность.

Таким образом, основным аэронавигационным методом, применяемым в настоящее время для самолетовождения в Антарктике, является самолетовождение по астрономическому компасу с использованием сетки условных меридианов на картах стереографической полярной проекции. Координатная сетка условных меридианов развернута на 90° , и за главный меридиан сетки принят меридиан 90° в. д.

Ввиду отсутствия на картах точных данных о магнитных склонениях и аномалиях магнитный компас как курсовая система играет при полетах в Антарктике очень незначительную роль. Показания его наблюдаются и принимаются во внимание для уточнения магнитного склонения.

Поступила 9/XI 1959 г.

Х Р О Н И К А

ИЗДАНИЕ ТРУДОВ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Советский Союз принял активное участие в проведении Международного геофизического года. Для выполнения программы МГГ в Антарктике была организована Советская антарктическая экспедиция, которая, начиная с 1956 г., ведет широкий комплекс исследований на Антарктическом материке и в прилегающих водах. В настоящее время Арктическим и антарктическим институтом уже выпущено в свет несколько томов трудов экспедиции.

Первый том под редакцией доктора географических наук М. М. Сомова посвящен вопросам организации Первой континентальной экспедиции и содержанию ее работ.

Второй том под редакцией доктора географических наук М. М. Сомова освещает научные результаты этой же экспедиции. Для района работ экспедиции приводится общее физико-географическое и биогеографическое описание, включая ледовый режим моря Дейвиса и соседних районов океана, рассматривается геологическое строение и ледниковый покров, характеризуется тепловой и радиационный баланс, синоптические условия индийского сектора Антарктики, дается метеорологическая характеристика района Мирного и ледникового склона Восточной Антарктиды, анализируются ионосферные и сейсмические наблюдения, магнитное поле, земные токи. Врачом экспедиции изложены результаты медицинских исследований.

Третий том под редакцией доктора географических наук Г. М. Таубера содержит материалы метеорологических и актинометрических наблюдений Первой континентальной экспедиции в Мирном, на станциях Пионерская и Оазис, а также метеорологических наблюдений на временных выносных станциях, организованных вблизи Мирного.

Четвертый том под редакцией доктора географических наук Г. М. Таубера и кандидата географических наук И. М. Долгина включает материалы аэрологического зондирования атмосферы, выполненного Первой континентальной экспедицией в Мирном, на Пионерской и в санно-тракторном походе. Кроме этого, приведены данные выпусков радиопилотов в Мирном, радиозондов на д/э «Лена» и на т/х «Кооперация». В конце тома помещены таблицы аэроклиматических характеристик.

Как в третьем томе, так и в четвертом таблицам предпослано описание методики работ и использованных приборов.

В шестом томе под редакцией кандидата географических наук А. А. Зверева опубликованы материалы океанографических работ Второй морской экспедиции на д/э «Обь», включая списки планктонных и бентонических исследований и сборов ихтиофауны.

В ходе работ Советской антарктической экспедиции в Антарктике открыто много ранее неизвестных и не нанесенных на карты географических объектов. Наиболее крупным из них присвоены названия, которые опубликованы в «Перечне географических названий Восточной Антарктиды» под редакцией доктора географических наук М. М. Сомова.

В ближайшее время выйдут из печати тома пятый и восьмой, которые содержат описание Второй морской экспедиции на д/э «Обь» и Второй континентальной экспедиции.

Л. В. Долганов

Поступила 4/XII 1959 г.



*Начальник Четвертой континентальной экспедиции А. Г. Дралкин
сообщает о работе в Антарктике в ноябре и декабре 1959 г.:*

ОБСЕРВАТОРИЯ МИРНЫЙ

Аэрометеорологические исследования

В ноябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 973,9 мб, температуры воздуха $-9^{\circ},1$, скорости ветра 9,8 м/сек, относительной влажности 70%. Количество общей облачности было 5 баллов. Средняя высота радиозондирования атмосферы равнялась 23 805 м. В течение месяца температура воздуха колебалась от -20 до $0^{\circ},0$. Число дней с метелью составляло 16, количество осадков — 31,7 мм. За месяц через 1 м береговой черты перенесено 241 517 кг снега.

В ноябре проводилось прогностическое обслуживание авиации китобойных флотилий «Советская Украина» и «Слава», а также т/х «Кооперация».

В декабре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 988,9 мб, температуры воздуха $-1^{\circ},9$, скорости ветра 7,8 м/сек, относительной влажности 70%. Количество общей облачности было 6,8 баллов. Высота радиозондирования атмосферы равнялась 23 617 м. В течение месяца температура воздуха колебалась от $-4,7$ до $10^{\circ},9$. Общее количество осадков составляло 19,3 мм, число дней с метелью — 11, через 1 м береговой черты перенесено 15 329 кг снега.

34

Геофизические исследования

В ноябре наблюдалась значительная возмущенность магнитного поля. Наибольшие возмущения отмечались 1—4, 14, 28 и 30-го числа.

Общее состояние ионосферы было спокойным, однако в конце месяца наблюдались случаи полного поглощения. Средняя критическая частота слоя F_2 снизилась. Слой F_1 существовал регулярно в первую половину гринвичских суток в диапазоне 3—5 мГц. Частота слоя E возросла до 3,8 мГц. К концу месяца этот слой наблюдался круглые сутки. Минимальные частоты имели нормальный суточный ход, не превышая 2 мГц. Спорадический слой появлялся во второй половине гринвичских суток с экранированием вышележащих слоев. Зарегистрировано 65 землетрясений.

В декабре наибольшие возмущения магнитного поля наблюдались 1—6, 14—15, 23—31-го числа. Наиболее бурные дни были 1, 2, 3, 27 и 28 декабря. Умеренная буря с западным началом наблюдалась 5 декабря.

В течение месяца ионосфера была возмущенной, однако полное поглощение наблюдалось редко и не более одного часа. Максимальные критические частоты F_2 снизились до 7 мГц. Слой E существовал на протяжении всех суток с максимальной критической частотой 4 мГц, а минимальной

1,8—1,6 мггц. Спорадический слой появляется редко.

Гидрологические исследования

В ноябре и декабре производились наблюдения с припая по

меридиональному профилю за температурой воды на различных горизонтах, выполнялись ледемерные съемки прибрежного участка припая и ледовые авиаразведки моря Дейвиса.

СТАНЦИЯ ВОСТОК

В ноябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 621,0 мб, температуры воздуха —44°,5, скорости ветра 6,3 м/сек, относительной влажности 78%, температуры поверхности снега —42°,7. Количество общей облачности было 4,5 балла. Температура воздуха в течение месяца колебалась от —59,0 до —33°,5, преобладало юго-западное направление ветра. Средняя высота радиозондирования атмосферы составляла 20 200 м, а шаропилотных наблюдений — 18 731 м.

В течение месяца регулярно наблюдалась приземная инверсия, хотя мощность ее стала значительно меньше. Тропопауза характеризовалась замедленным градиентом, а к концу ноября — инверсией. Средняя высота тропопаузы оказалась равной 9 827 м при средней температуре —67°,5.

В декабре средние значения у поверхности Земли составляли: атмосферного давления 632,9 мб, температуры воздуха —31°,1, скорости ветра 5,0 м/сек, относительной влажности 78%, температуры поверхности снега —30°,4. Количество общей облачности было 3,0 балла. Температура воздуха в течение месяца колебалась от —45,5 до —21°,0, преобладало западно-юго-западное направление ветра. Средняя высота радиозондирования атмосферы равнялась 21 900 м, а шаропилотных наблюдений — 19 642 м.

Повышение температуры до —30, —35° позволило определять влажность воздуха по высотам и проследить постепенное ее падение. Случаев возрастания влажности с высотой не наблюдалось даже в облаках, которые в районе станции Восток имели малую толщину и слабую плотность.

3*

Инверсия, сохранявшаяся большую часть месяца, в отдельные дни при усилении ветра исчезала совсем. За декабрь значительно повысились средние температуры в тропосфере и стратосфере, высота тропопаузы составляла 9056 м при средней температуре —58°,3.

В ноябре состояние ионосферы характеризовалось снижением критических частот слоя F2. Наблюдались случаи одновременного снижения критических частот слоев F1 и F2 до значений меньше критической частоты слоя E.

Днем часто наблюдался спорадический слой, сливавшийся по высоте со слоем E. Значительно повысилась активность магнитного поля. Среднесуточный К-индекс в течение месяца возрос до 26,6. Спокойных дней было 2, умеренно возмущенных 12, сильно возмущенных 16.

Состояние ионосферы в декабре характеризовалось низкими критическими частотами слоя F2 при его значительной диффузности. Значения минимальных частот отражений были очень низки, часто менее 0,5 мггц. 21 декабря наблюдалось увеличение поглощения, вплоть до полного, в течение нескольких часов.

8 декабря начаты регулярные радиолокационные наблюдения за полярными сияниями. По 31 декабря было экспонировано 2150 кадров. На 77 имелись отражения. В первой декаде наблюдались две небольшие бури. Вторая декада характеризовалась сравнительно спокойным полем. В конце месяца активность возросла, и период 23—30 декабря характеризовался непрерывно идущей умеренной бурей с амплитудами порядка 500 γ.

Гляциологические исследования выполнялись во время движения внутриконтинентальных поездов и посредством стационарных наблюдений

в шурфах на станциях Восток и Лазарев. Средняя плотность и температура льда по наблюдениям на станции Восток характеризуется табл. 1.

Таблица 1

Горизонт (с.м)	Средняя плотность	Температура			Средняя плотность	Температура		
		10/XI	20/XI	30/XI		10/XII	21/XII	31/XII
Поверхность	0,32	-48,5	-36,0	-34,2	0,33	-26,9	-25,2	-29,0
10	0,36	-54,2	-52,0	-48,8	0,35	—	-30,8	-32,9
50	0,34	-55,5	-53,8	-50,6	0,35	-47,2	-37,3	-39,0
100	0,26	-57,9	-55,7	-53,0	0,35	-51,1	-41,1	-43,1

СТАНЦИЯ КОМСОМОЛЬСКАЯ

В ноябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 619,2 мб, температуры воздуха $-45^{\circ},0$, относительной влажности 72%. На протяжении всего месяца наблюдалось кратковременное выпадение изморози. Погода в ноябре была преимущественно устойчивой с преобладающим юго-

юго-восточным ветром средней скоростью 5,9 м/сек.

В декабре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 633,1 мб, температуры воздуха $-29^{\circ},2$, скорости ветра 3,9 м/сек, относительной влажности 72%. В течение всего месяца отмечалось отложение кристаллической изморози.

СТАНЦИЯ ЛАЗАРЕВ

В ноябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 97,5 мб, температуры воздуха -12° , относительной влажности 83%, скорости ветра 10,4 м/сек, температуры поверхности

снега $-11^{\circ},8$. Средняя высота радиозондирования атмосферы равнялась 16 900 м. Температура воздуха колебалась от $-27,5$ до $-1^{\circ},0$. Преобладал ветер восточного направления. Общее количество выпавших за месяц осадков составляло 118,7 мм.

ПОХОД САННО-ГУСЕНИЧНЫХ ПОЕЗДОВ

Вездеходы «Пингвин» (две машины и два прицепа) продолжали начатый поход из точки с координатами $69^{\circ}20'$ ю. ш., $95^{\circ}00'$ в. д. и продвинулись к концу ноября на 285 км по направлению к станции Комсомольской. Во время похода производилась нивелировка склона ледникового щита и гравиметрические наблюдения. Выполнена суточная станция по определению земной рефракции.

В декабре была выполнена вторая суточная станция по определению земной рефракции, и 31-го числа поезд прибыл на Комсомольскую, где закончил свои работы. В походе участвовало 7 человек, в том числе 4 научных работника.

Поезд «Харьковчанок» в составе трех снегоходов с четырьмя прицепами, оборудованный буровой установкой, аппаратурой и приборами для

выполнения гляциологических исследований по широкой программе, а также гравиметрии, земному магнетизму и метеорологии, в течение ноября прошел 480 км от станции Комсомольской до станции Восток. Со станции Восток поезд вышел 8 де-

кабря и 26-го прибыл на Южный географический полюс. По окончании работ на Южном полюсе поезд 29 декабря вышел обратно на станцию Восток. В походе участвовало 16 человек, в том числе 8 научных работников.



**С КАКОЙ СКОРОСТЬЮ ВЕТЕР „РАЗЪЕДАЕТ“ КАМНИ
В АНТАРКТИДЕ?**

Всякого, кто побывал в «оазисах» Антарктиды — освободившихся от льда участках поверхности коренных пород, поражало обилие пустот, высверленных ветром в камнях. Их называют ячейками, сотами, а там, где пустоты расположены особенно густо, — даже каменными кружевами. Отдельные пустоты иногда бывают настолько велики, что в них свободно может поместиться человек.

О том, когда «оазисы» Антарктиды освободились от льда и сколько времени понадобилось ветру, чтобы создать такие каменные кружева, у ученых нет единого мнения. Некоторые считают, что это — сотни лет, а другие — десятки тысяч. Нам удалось в одном месте побережья Восточной Антарктиды, в районе горы Гаусберг, обнаружить камни с пустотами, высверленными ветром, причем оказалось возможным примерно установить продолжительность промежутка времени, в течение которого эти пустоты образовались.

В 1901—1903 гг. в районе горы Гаусберг работала немецкая экспедиция под руководством Э. Дригальского. Для своих работ участники экспедиции на северо-западном склоне горы сложили каменные пирамиды из валунов плотных кристаллических пород, распространенных на антарктическом побережье.

В 1957 г. мы обнаружили эти пирамиды, простоявшие более 50 лет. Оказалось, что внешняя сторона валунов, составляющих пирамиду, сильно изъедена ветром, в то время как на внутренней стороне пустоты отсутствуют. Глубина наибольших пустот достигала 5—7 см. Естественно предположить, что пустоты на камнях появились после того, как была сложена пирамида. Невозможно себе представить, что, складывая пирамиду, сотрудники экспедиции Э. Дри-

гальского нарочно клали валуны так, чтобы изъеденная ветром поверхность была наружу.

Таким образом, оказалось возможным примерно оценить скорость высверливания ветром пустот в камнях. Для района горы Гаусберг, сложенной мельцитовыми базальтами, она оказалась равной приблизительно 1—1,5 мм в год.

Поступила 19/IX 1959 г.

С. А. Евтеев



НОВОЗЕЛАНДСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АНТАРКТИКИ В 1959/60 г.

Новозеландский журнал «Антарктика» (т. 2, № 2, 1959 г.) опубликовал планы Новой Зеландии в изучении Антарктики.

В экспедиционный сезон 1959/60 г. предполагается исследовать береговую линию и прибрежную полосу континента к югу от залива Мак-Мёрдо, особенно район между бухтой Барн и ледником Бирдмор. В ноябре 1959 г. с базы Скотта отправится отряд на двух вездеходах «Сноу-Кэт» для обследования береговой линии Земли Виктории от бухты Барн до мыса Мод. Второй отряд из четырех человек с собаками и санями в середине января 1960 г. будет переправлен на самолете с базы Скотта к подножью ледника Бирдмор. Отряд должен произвести рекогносцировку местности от горы Хоуп к северу до ледника Нимрод и найти доступный путь к малоизвестному району, расположенному западнее хребта Королевы Александры.

Участники второго отряда будут зимовать на базе Скотта с тем, чтобы в начале сезона 1960/61 г. самолетом снова вернуться в изучаемый район и провести там картирование и геологическую съемку.

В сезон 1959/60 г. будут продолжены исследования долины Райт-Тейлора, проводившиеся в предыдущем году сотрудниками университета Виктории в Веллингтоне.

На о. Росса и на западной стороне залива Мак-Мёрдо будут изучаться почвенные процессы, протекающие при крайне низких температурах и слабой органической активности.

Океанографические работы будут проводиться с судна «Индевор». Они включают исследования геологической структуры морского дна сейсмоакустическим методом, магнитные измерения и др. Океанографические станции предполагается осуществить к югу от залива Мак-Мёрдо, в море Росса, а также в районе плавания судна: о-ва Баллени — Оклендские острова — о. Маккуори — Новая Зеландия.

Океанографические работы в море Росса являются продолжением работ, проведенных в январе 1959 г. тем же судном «Индевор». В январе 1959 г. в море Росса были выполнены 24 станции, на каждой из которых применялся термобатиграф, батометры, планктонные сети, гравитационные приборы. На трех станциях вблизи о. Росса использовались подводная камера и глубинный трал. Во многих местах моря были найдены представляющие большой интерес отложения остатков усоногих рачков, а также остатки моллюсков, мшанок и кораллов.

Поступила 19/1 1960 г.

С. С.

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

ЦЕННОЕ НАЧИНАНИЕ

Вышедшая в конце 1959 г. книга А. В. Нудельмана¹ представляет собой сводную работу, посвященную деятельности первой, второй и третьей экспедиций. В хронологическом порядке излагаются важнейшие факты, относящиеся к экспедиционному исследованию Антарктиды советскими учеными.

По содержанию книга делится на несколько частей. В первой из них излагается деятельность трех экспедиций во время морских плаваний и зимовок в Мирном. Автор знакомит с задачами экспедиций, с составом морской и континентальной части, с экспедиционными рейсами по океанам южного полушария, с объемом работы и основными результатами наблюдений в Мирном. Каждая глава завершается краткими итогами. В конце третьей главы имеется таблица с месячными метеорологическими данными по Мирному за 1956—1958 гг.

Описание экспедиционных санно-гусеничных походов в глубь Антарктиды автор выделил во вторую часть книги. Это вполне оправдано, так как движение санно-тракторных поездов по ледяному куполу Антарктиды и научные результаты этих походов представляют большой самостоятельный интерес. За три года работы были выполнены самые смелые маршруты вплоть до южного геомагнитного полюса протяженностью 1400 км и до полюса относительной недоступности протяженностью 2100 км. В качестве важнейшего результата последнего похода в книге приведен разрез ледникового покрова вдоль всего маршрута. Разрез со всей убедительностью отвечает на вопрос, является ли Восточная Антарктида материком.

В третью часть книги выделена работа советских антарктических станций. Здесь мы узнаем, кем и когда была открыта каждая станция, кто работал на ней и какова была программа наблюдений. Перечисляются все основные события, относящиеся к деятельности станций. Приводятся таблицы с краткими итогами метеорологических наблюдений.

В связи с рекордно низкими температурами, зарегистрированными на станциях Комсомольской, Советской и Восток, А. В. Нудельман составил интересную таблицу, в которой в хронологическом порядке указаны даты и пункты наблюдений самых больших морозов на земном шаре за последние 66 лет.

Очень хорошим приложением к книге служит карта исследований в Антарктиде в период МГГ. Карта выполнена в масштабе 1 : 10 000 000. На ней указаны все научные станции, работавшие в этот период, наземные маршруты поездов, самолетные рейсы, послужившие для определения высот ледяного щита, маршруты кораблей. Впервые на значительной части Восточной Антарктиды проведены изогипсы и выделена купольная часть с высотой 4000 м. Некогда «белое пятно» на карте приобрело сейчас четко выраженный рельеф. Трудно переоценить все значение этого открытия, выполненного третьей экспедицией.

¹ А. В. Нудельман. Советские экспедиции в Антарктику 1955—1959 гг. Изд. Академии наук СССР, М., 1959.

Последние страницы книги содержат дополнительный справочный материал в виде перечня литературы, списков советских документальных фильмов об Антарктиде, персонального состава всех экспедиций и других сведений.

Для исследователя Антарктиды, для географа, для ученых различных областей естествознания и широкого круга читателей А. В. Нудельман собрал очень ценный документальный материал и удачно обобщил его.

Поступила 14/XII 1959 г.

В. А. Бугаев

Б И Б Л И О Г Р А Ф И Я

Арсеньев В. А. Биологические исследования Морской антарктической экспедиции. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 41—52.

Основные результаты биологических работ по изучению планктона, бентоса, ихтио- и орнитофауны, а также млекопитающих Антарктики, выполненных на д/э «Обь» в период первого антарктического рейса (1955/56 г.).

Богословский В. Н. Температурный режим ледникового щита Антарктиды. Сборн. мат. расшир. совещ. рабочей группы по гляциол. Сов. междувед. комит. Междунар. геофиз. года 20—24 мая 1958 г. в Москве. 1959, стр. 77—78.

Тезисы доклада.

Введенский А. На ледяном континенте. Журн. «На рубеже», № 3, 1959, стр. 110—122.

Заметки участника Советской антарктической экспедиции.

Гляциологические исследования в Антарктиде. Сборн. мат. расшир. совещ. рабочей группы по гляциол. Сов. междувед. комит. Междунар. геофиз. года 20—24 мая 1958 г. в Москве. 1959, стр. 17—19.

Краткое сообщение о гляциологических работах Второй континентальной экспедиции (по отчету П. А. Шумского).

Гусев А. М. Антарктическая конференция в Париже. Вестн. Акад. наук СССР, № 9, 1957, стр. 82—84.

Информация о работе Четвертой антарктической конференции, состоявшейся в 1957 г. в Париже.

Короткевич Е. С. Птицы Восточной Антарктиды. Сборн. «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 1, 1959, стр. 95—108.

Краткая характеристика десяти видов птиц Восточной Антарктиды и особенности орнитофауны исследуемого района по материалам наблюдений Первой континентальной экспедиции.

Корт В. Г. Морские работы Комплексной антарктической экспедиции. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 3—11.

Основные результаты морских работ, выполненных на д/э «Обь» в прибрежных водах Восточной Антарктики, а также в Индийском океане и в юго-западной части Тихого океана во время первого антарктического рейса.

Лисицын А. П. Исследования по геологии дна приантарктических морей. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 28—40.

Описание методики наблюдений и сообщение об основных результатах исследований донных осадков приантарктических морей и рельефа дна прибрежной полосы Антарктиды, выполненных на д/э «Обь» во время первого антарктического рейса.

Макеров Ю. В. Годовые и межгодовые изменения температурных условий поверхностных вод Атлантического сектора Антарктики. Труды Гос. океаногр. инст., вып. 46, 1959, стр. 5—27.

Определение годовых и межгодовых изменений температурных и ледовых условий поверхностных вод Атлантического сектора Антарктики и анализ причин этих изменений. Деление антарктических вод на три зоны, их гидрологическая характеристика и основные выводы по материалам наблюдений китобойной флотилии «Слава» (с 1947 по 1956 г.) и зарубежным источникам.

Марков К. К. Антарктический оазис Бангера. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 52—57.

В очерке содержится подробное описание поверхности Бангер-Хилса, рассматривается своеобразие его природы и приводится гипотеза о происхождении этого района.

Морошкин К. В. Гидрологические исследования в Антарктике. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 19—27.

Сообщение об основных результатах гидрологических работ, выполненных с д/э «Обь» в период Первой морской экспедиции 1955/56 г.

Научные экспедиции Академии наук СССР. Природа, № 4, 1957, стр. 109—111.

Краткая информация об экспедиционных работах, проводимых советскими учеными по программе МГГ. Сообщение о задачах Второй антарктической экспедиции.

Рабкин М. И. Кристаллические сланцы, гнейсы и чарнокитовые гранитоиды района Мирного. Труды Инст. геол. Арктики, т. 95, вып. 1, 1957, стр. 80—103.

Описание метаморфических и изверженных пород, развитых в районе Мирного, и сравнение данного района с чарнокитовыми комплексами других областей земного шара на основе микроскопического изучения коллекции, собранной в Антарктиде в 1956 г.

Равич М. Г. Геологические исследования в Антарктиде. Информ. бюлл. Инст. геол. Арктики, вып. 1, 1957, стр. 48—50.

Сообщение о первых результатах геологического исследования Восточной Антарктиды по материалам наблюдений, выполненных Советской антарктической экспедицией в 1956/57 г.

Слевич С. О правовом режиме Антарктики. Морской флот, № 10, 1959, стр. 18—20.

Краткий очерк о необходимости мирного использования Антарктики.

Соболев Л. Г. О погоде в Антарктике. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 11—19.

Сообщение об особенностях погоды в Антарктике и основных результатах метеорологических наблюдений, выполненных в период Первой морской экспедиции в Антарктику.

Сузюмов Е. М. Международные научные связи экспедиции. Сборн. «Советские исследования в Антарктике». Всесоюзн. об-во по распр. политич. и научн. знаний, сер. VIII, № 2, 3, 1957, стр. 57—63.

Краткий обзор международных контактов Первой морской экспедиции с зарубежными учеными на основе взаимных визитов и регулярного обмена научными материалами и информацией.

Тугаринов А. И., Зыков С. И., Жирова В. В. и Кнорре К. Г. О возрасте древнейших пород Антарктиды. Геохимия, № 6, 1959, стр. 555—556.

Краткое сообщение о вероятном существовании в Восточной Антарктиде древнейших докембрийских пород (по материалам геологических исследований Советской антарктической экспедиции).

ДЛЯ АВТОРОВ

1. Посылаемые в редакцию статьи должны быть перепечатаны на машинке (на одной стороне листа через два переката).

2. Количество иллюстраций должно быть по возможности ограничено. Каждый рисунок должен быть размечен в тексте статьи и иметь полный текст подписи.

Штриховые рисунки (чертежи; диаграммы, кривые и пр.) представляются в виде эскизов с четким обозначением всех букв, знаков и надписей.

Фотографии должны быть контрастными, размером не меньше чем 9×12.

Картографический материал сдается в готовом виде; не допускается присылка отдельно топографической основы и отдельно нагрузки. В случае представления основы, требующей упрощения, на ней должно быть точно указано, какие элементы не подлежат перечерчиванию.

3. Цитируемая литература должна быть дана общим алфавитным списком в конце статьи и заключать фамилию и инициалы автора, название работы, в каком издании опубликована, том и выпуск издания, место и год издания.

4. Все математические обозначения и формулы должны быть написаны совершенно четко чернилами в основном тексте, а также на отдельной странице, куда выносятся только формулы, идущие отдельной строкой. Все буквенные обозначения (малые и большие буквы, имеющие одинаковое и сходное написание, например *O* и *o*, *C* и *c*, *Z* и *z* и др.), должны быть объяснены выноской на полях статьи.

5. Размер статьи не должен превышать 5 страниц на машинке.

6. К рукописи должен быть приложен перевод на английский язык названия работы, фамилии и инициалов автора.

7. На каждой рукописи должны быть указаны адрес автора, фамилия, имя и отчество (полностью).

8. Корректуры статей авторам не посылаются.

9. Представленная в редакцию рукопись считается окончательной и никаким изменениям и дополнениям не подлежит. Редакция сохраняет за собой право делать необходимые редакционные дополнения или сокращения.

10. Рукописи направлять по адресу: Ленинград, Д-104, Фонтанка, 34, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, редакция «Бюллетень Советской антарктической экспедиции».

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

Page 80

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**БЮЛЛЕТЕНЬ
ВСЕСОЮЗНОГО
АСТРОНОМО-ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА**

№ 27 (34)

1960



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

MP
MP

ВЫПУСК 27/34

ВЫПУСК 27/34

ВЫПУСК 27/34

Видлетень Всесоюзного Астрономо-

Геодезического общества. № 27/34/

М., Акад. наук СССР., 1960

52с.

2р.70к.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**БЮЛЛЕТЕНЬ
ВСЕСОЮЗНОГО
АСТРОНОМО-ГЕОДЕЗИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА**

№ 27 (34)

1960



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА—1960

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

В. В. ФЕДЫНСКИЙ (отв. редактор), **М. С. БОБРОВ** (зам. отв. редактора),
М. М. ДАГАЕВ, И. Т. ЗОТКИН, А. А. ИЗOTOB, П. П. ПАРЕНАГО,
П. И. ПОПОВ, В. А. БРОНШТЭН (ученый секретарь)

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

СТРУКТУРА ДАЛЕКОЙ ВНЕШНЕЙ КОРОНЫ

19 ИЮНЯ 1936 г.

В. А. Бронштэн

Исследования структуры солнечной короны производились неоднократно многими авторами. Наиболее полное исследование по этому вопросу принадлежит Е. Я. Бугославской [1], рассмотревшей структурные формы короны по материалам 15 затмений. Однако в ее работе, как и в работах большинства других авторов, исследование ограничивается расстояниями в $1,5-2 R_{\odot}$ от края диска. Лишь в последние годы С. К. Всехсвятский и Г. М. Никольский [2, 3] изучили структуру более далеких частей короны по снимкам, полученным во время затмений 25 февраля 1952 г. и 30 июня 1954 г. Оба эти затмения имели место вблизи минимума солнечной активности.

В настоящей работе мы рассматриваем структуру далекой внешней короны эпохи максимума солнечной активности. Мы условимся называть далекой внешней короной области короны на расстоянии от края диска, превышающем диаметр Солнца ($2 R_{\odot}$).

Материалом для нашей работы послужили снимки солнечной короны, полученные экспедицией Московского отделения Всесоюзного астрономо-геодезического общества в Сагарчине ($\varphi = +50^{\circ}54'$, $\lambda = 3^{\text{h}}44^{\text{m}}$) 19 июня 1936 г. Фотографирование производилось камерой с объективом Астро-петцваль ($F=96 \text{ см}$, $D=16 \text{ см}$), причем из четырех снимков два были получены с желтым и красным светофильтрами. Наблюдателями были Б. Ю. Левин и В. А. Бронштэн. Ниже приводятся сведения о полученных фотографиях. II контакт наступил в $4^{\text{h}}15^{\text{m}}18^{\text{s}}$, III контакт в $4^{\text{h}}17^{\text{m}}15^{\text{s}}$ мирового времени.

№ пластинки	Мировое время	Экспозиция	Сорт пластинок	Свето-фильтр	Границы по λ , мμ
1	$4^{\text{h}}15^{\text{m}}30^{\text{s}}$	20^{s}	Imperial Panchromatik B	Желтый	500—700
2	4 15 57	10		—	360—700
3	4 16 39	40		Красный	600—700
4	4 17 10	2	НИКФИ изохром	—	360—600

Пластинка № 4, полученная с небольшой экспозицией и вблизи III контакта, не могла быть использована для изучения внешней короны. Весь западный сектор хромосферы, открытый при схождении диска Луны, оказался на этом снимке соляризованным.

На трех пластинках (№ 1, 2, 3) лучи короны видны до 5—8 R_{\odot} . Особенно удачным является снимок № 3, на котором, благодаря сочетанию длительной экспозиции и красного светофильтра, гасящего рассеянный свет неба, структура далекой внешней короны видна очень хорошо (фиг. 1, а). На снимках № 1 и 2 фон неба весьма заметен.

При экспонировании пластинки № 1 из-за неточной гидрировки получился небольшой сдвиг¹. Поэтому дальнейшей обработке подверглись пластинки № 2 и 3.

Благодаря любезности директора Киевской астрономической обсерватории А. Ф. Богородского и ученого секретаря А. К. Осипова, мы получили возможность использовать также пять фотографий короны, полученных И. И. Путиным в Венгерово ($\varphi = +55^{\circ}41'$, $\lambda = 5^h07^m$) при помощи двойного астрографа Кука ($F = 175$ см, $D = 15$ см). Фотографирование короны производилось без фильтра на пластинках Ilford Monarch и Imperial с экспозициями от 1 до 12 сек. На пластинке № 4 (экспозиция 5^с) лучи короны видны до 5,5 R_{\odot} (фиг. 1, б). Наиболее четким оказался снимок на пластинке № 6 (экспозиция 1^с), который можно было обработать для уточнения структуры короны. Момент этого снимка — 4^h 44^m 05^с. Лучи короны на нем прослеживаются до 3,5 R_{\odot} (фиг. 1, в).

Для измерения координат деталей на пластинках со стороны стекла были нанесены тушью точки (вдоль границ опахал, шлемов и лучей). Координаты этих точек измерялись на приборе Бамберга ГАИШ. Всего было измерено 127 точек на пластинке № 2, 147 точек — на пластинке № 3, 192 точки — на пластинке № 6 (И. И. Путилина). По этим точкам были построены схематические рисунки короны для каждой пластинки отдельно. Наложение их друг на друга показало хорошее совпадение очертаний короны и позволило построить окончательную схему далекой внешней короны 19 июня 1936 г., изображенную на фиг. 2.

Из-за того, что внутренние части короны оказались на наших снимках передержанными, корональные дуги нанесены на схему по данным Е. Я. Бугославской [1, 4, 5]. Ориентировка на пластинках была выполнена по точечным изображениям Венеры и Марса. Кроме того, были измерены положения восьми звезд, которые были использованы для уточнения масштаба изображения (217" в 1 мм) и дисторсии объектива Астропетцваль.

Корона 19 июня 1936 г. изобиловала шлемовидными оболочками, заканчивающимися длинными прямыми лучами. Другой тип лучей, описанный Е. Я. Бугославской, — прямые лучи, исходящие из факельных полей (прослеживаются не далее 1,8 R_{\odot}). В табл. 1 приведены следующие основные сведения о корональных лучах: η — позиционный угол основания луча, считая от севера к востоку; φ — гелиографическая широта проекции основания луча на картинную плоскость; ψ — угол между направлением луча и радиусом-вектором ($\psi > 0$ при отклонении луча к полюсу); l — длина луча в радиусах Солнца; h — высота вершук шлемов; d — ширина луча на расстоянии 4 R_{\odot} от лимба.

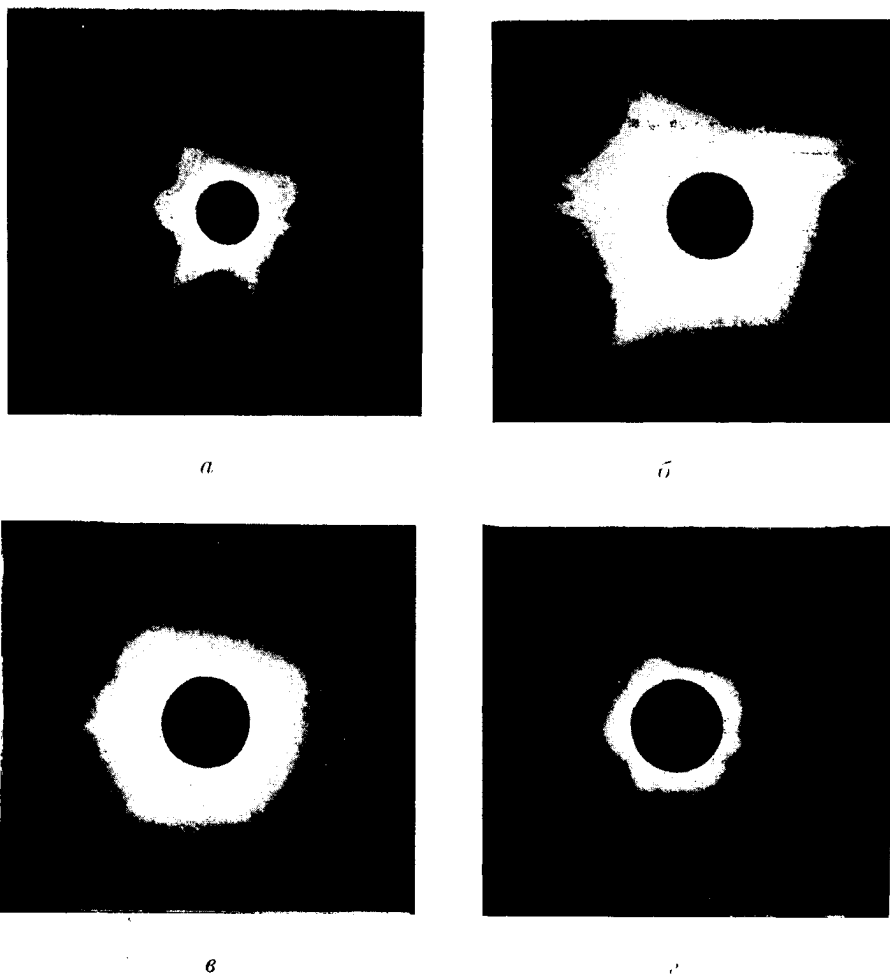
Переходим к описанию особенностей структуры далекой внешней короны.

Как хорошо видно на фиг. 2, мощные длинные прямые лучи короны простираются до 5—8 R_{\odot} и направлены, как правило, не радиально, а с отклонениями от радиуса-вектора до 30°.

В основании этих лучей лежат образования типа шлемов, причем по своей форме шлемы можно разделить на несколько групп, а именно:

а) шлемы, хорошо развитые, напоминающие луковцу и представляющие собой, по-видимому, пространственные образования. Примерами

¹ Следует заметить, что гидрировка осуществлялась микрометрическим ключом (без часового механизма) по Венере, находившейся в 3° от Солнца.

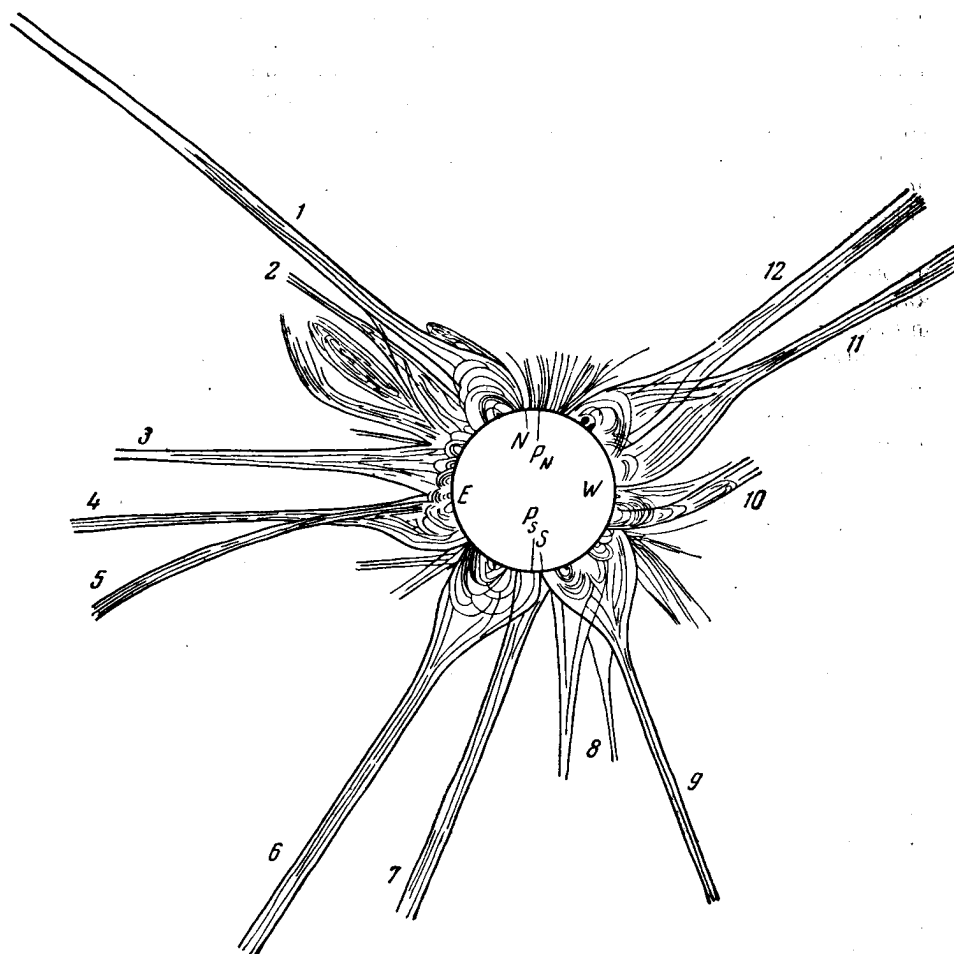


Фиг. 1. Снимки далекой внешней короны 19 июня 1936 г.:
а—Сагарын (Б. Ю. Левин и В. А. Броштан), б, в, г—Венгерово (Н. П. Путилин)

Таблица 1

Характеристики корональных лучей

№ луча	Название	Обозначение в [5]	η	φ	ψ	l	h	d
1	Большой NE-луч . .	C	30°	+60°	-21°,5	7,7	1,9	0,16
2	Спутник NE-луча . .	—	34	+56	-24	3,0	—	—
3	ENE-луч	G	73	+17	-19	4,1	—	0,12
4	Прямой E-луч	F	107	-17	-11,5	4,6	1,8	0,14
5	Кривой E-луч	F	102,5	-12,5	—	4,5	—	0,14
6	SE-луч	2	160	-70	-10	5,7	1,5	0,23
7	Спутник SE-луча . .	—	180	-90	-30	4,4	—	0,23
8	Слабый S-луч	3'	226	-44	—	2,5	—	—
9	SW-луч	3	219	-51	+12	4,6	1,1	0,10
10	Западный выступ . .	H	265,5	-6,5	-14,5	1,8	—	—
11	Южный NW-луч . . .	B	297,5	+27,5	+5	5,1	2,2	0,19
12	Северный NW-луч . .	B	304,5	+34,5	+7	4,9	1,6	0,27



Фиг. 2. Схема структуры далекой внешней короны 19 июня 1936 г.

таких шлемов являются шлемы SE, SW и южного компонента NW-лучей (лучи 6, 9, 11);

б) развитые только наполовину, как бы срезанные с одной стороны, как у прямого E-луча (луч 4);

в) недоразвитые шлемы, слабо расширяющиеся к лимбу (лучи 3, 8, 12). Во всех этих случаях можно предполагать, что наблюдаемая картина искажена влиянием перспективы и основание шлема просто скрыто от нас лунным (а возможно, и солнечным) диском. Сопоставление с хромосферными и фотосферными образованиями, проведенное нами по материалам, опубликованным Е. Я. Бугославской и С. К. Всехсвятским [5], подтверждает это предположение (см. ниже);

г) некоторые лучи вовсе не образуют шлема (луч 7). Здесь, по-видимому, имеет место то же явление;

д) некоторые опахала имеют более сложное строение. Примером тому является опахало большого NE-луча, самого мощного из всех. С запада оно имеет довольно резкую границу, в него как бы вписана система дуг, окружающих протуберанец № 1¹. С восточной стороны параллельно главному лучу (1) тянется слабый луч — спутник (2); просвет между ними заметен до самой системы дуг, заходя внутрь шлема главного луча. Еще восточнее опахало имеет более размытые очертания и состоит из «центрального языка» и охватывающей его с востока «оболочки». Вдоль западной границы опахала ясно заметен выступ, связанный, по-видимому, с образованием типа шлема, находящимся за шлемом главного луча. Возможно, что «центральный язык» опахала представляет собой часть оболочки, находящейся за картинной плоскостью и загибающейся к наблюдателю и к главному лучу. Тогда можно представить себе это опахало как некоторое подобие лепестков тюльпана, охватывающих (но несимметрично) главный луч.

Е. Я. Бугославская в своей классификации шлемов [1] разделила их на два типа: шлемы I типа оканчиваются длинным прямым лучом, тогда как шлемы II типа — веером струй, расходящихся в стороны. В частности, шлем SW-луча она отнесла ко II типу. Наши фотографии показывают, что этот шлем относится к I типу. Подтверждением нашего мнения являются наблюдения поляризации короны, выполненные К. Г. Захариным [6], которые показывают усиление поляризации в области шлема SW-луча до 40% на расстоянии $2 R_{\odot}$ от лимба и зависимость ее от длины волны, что характерно именно для шлемов I типа.

Особенный интерес представляют следующие два образования короны: 19 июня 1936 г., тем более, что аналогичные образования наблюдались и при других затмениях, приходившихся на период максимума солнечной активности.

Первое из них, так называемый Западный выступ, широкий изогнутый луч с резкой южной и размытой северной границей. Интенсивность в нем как бы убывает с юга на север. Помимо системы дуг, находящейся в основании выступа к описанной в [5], на наших снимках заметны более узкие дуги на расстояниях $0,9-1,6 R_{\odot}$ от лимба, как бы ограничивающие с запада более интенсивные части выступа. Южная граница имеет форму, близкую к параболе, проекция фокуса которой недалеко от мощного двойного протуберанца № 5 и соответствующего ему большого темного волокна. Однако совпадение в данном случае может быть случайным или даже следствием проекции.

Следует отметить, что похожее образование отмечено на рисунке А. П. Ганского в восточной части солнечной короны 30 августа 1905 г. [7]. Как и в 1936 г., корона имела типичную форму эпохи максимума.

¹ Номера протуберанцев и названия деталей внутренней короны взяты по [5].

Второе интересное образование — кривой Е-луч, напоминающий струю, тонкую и очень интенсивную у основания, а затем постепенно расширяющуюся и слабеющую. У основания луча находится протуберанец № 12 ($\eta = 102^\circ$), из района которого, по данным С. К. Всехсвятского и Е. Я. Бугославской, происходило истечение корональной материи. Искривление луча видно из следующей таблички (ϑ — угол поворота луча):

r	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
ϑ	0	6	10,5	14	17	21	24,5	27	30°

Траектория «струи» хорошо представляется параболой, имеющей следующее уравнение относительно центра Солнца (за единицу измерения всюду принят радиус Солнца, ось X направлена к северу, ось Y — к западу):

$$y = -0,078x^2 - 0,162x - 0,344,$$

причем координаты фокуса $x_F = -1,04$, $y_F = -3,48$. Положение фокуса не совпадает с каким-либо корональным образованием — он находится между большим SE-лучом и его слабым спутником в $2,4 R_\odot$ от лимба. Струя расширяется от $0,05 R_\odot$ у лимба до $0,15 R_\odot$ на расстоянии $4,5 R_\odot$.

Аналогичное образование видно на фотографии солнечной короны 8 июня 1937 г., полученной Гарднером [8].

Системы полярных лучей детально изучены по снимкам со стандартными коронографами [4,5]. На наших снимках лучи северной полярной системы видны до $0,7 R_\odot^1$, причем имеется еще другая довольно резкая граница наиболее интенсивной части этих лучей у $0,3 - 0,4 R_\odot$. Южная система полярных лучей маскируется опахалами четырех больших южных лучей.

В работах [4,5] отмечались также прямые лучи типа полярных в прорывах между опахалами лучей на SE и SW. Длина этих лучей по нашим данным не превосходит в первом случае $1,5 R_\odot$, а во втором — $1,7 R_\odot$.

Сопоставление структурных форм далекой внешней короны с фотосферными и хромосферными образованиями в ряде случаев может помочь выяснению пространственного расположения этих форм, хотя здесь из-за недостаточности материала нельзя делать каждый раз уверенных заключений.

Несомненно, что лучи 1, 5, 6, в основании которых расположены протуберанцы № 1 ($\eta = 34^\circ$), № 12 ($\eta = 102^\circ$) и № 2 ($\eta = 160^\circ$), лежат недалеко от картинной плоскости. Хорошее развитие шлемов лучей 9 и 11 позволяет сделать о них такое же заключение, хотя в обоих случаях протуберанцы, находящиеся внутри шлемов лучей, а именно № 3 ($\eta = 207^\circ$) и № 5 ($\eta = 323 - 329^\circ$), смещены относительно оснований лучей на $12 - 25^\circ$. Возможно, что причиной смещения оснований лучей по отношению к протуберанцам является в первом случае мощный светлый флоккул, окружающий пятно ($\varphi = -26^\circ$, $\lambda = +114^\circ$), а во втором случае — компактный светлый флоккул, охватывающий группу небольших пятен ($\varphi = +17^\circ$, $\lambda = +104^\circ$).

Что касается луча 3, то хотя в его основании расположен протуберанец № 10 ($\eta = 75^\circ$), слабое развитие шлема свидетельствует о том, что этот луч не лежит в картинной плоскости. Если учесть, что на обращенной к наблюдателю полусфере Солнца в интервале по широте $+10 - +25^\circ$ и по долготе $35 - 90^\circ$ Е от центрального меридиана располагалось большое факельное поле, то можно полагать, что этот луч был смещен относительно протуберанца в сторону наблюдателя, проекция же оси луча на картинную плоскость осталась несмещенной.

¹ На снимке И. И. Путилина два полярных луча, прилегающие к большому NW-лучу (12), прослеживаются до $0,9$ и $1,2 R_\odot$.

Лучи 7, 8 и 12 расположены, по-видимому, за картинной плоскостью. Есть основания связывать луч 7 с группой флоккулов на $\varphi = -65$ — -70° и λ около 180° , луч 8 — с темным волокном ($\varphi = -39^\circ$, $\lambda = 115^\circ$) и протуберанцем, наблюдавшимся 16—18 июня, т. е. находившимся в день наблюдения на невидимой стороне Солнца. Луч 12 имеет нерезкие границы, особенно южную, которая проектируется на центральную часть опахала луча 11. Можно полагать поэтому, что луч 12 расположен за лучом 11. Возможно, что он связан с протуберанцем, наблюдавшимся Бруннером 15 июня с выходом на диск при $\eta = 310^\circ$.

Интересно, что по внезапным наблюдениям Лио [9] 18 июня наблюдались четыре максимума яркости в линиях λ 5303, 6374, 6702 и 7892. Они соответствуют $\eta = 52$ — 59° , 96 — 110° , 228 — 235° и 274 — 275° . Второй из этих максимумов находится вблизи оснований лучей 4 и 5, третий — внутри опахала луча 9, четвертый — в южной части опахала луча 11, где 19 июня была отмечена возбужденная область. Первый максимум находится около южной границы опахала луча 1, недалеко от основания «центрального языка». 22 июня, по данным Лио, корона совершенно изменилась по сравнению с 19 июня. На западе образовался узкий интенсивный луч, на востоке — широкие яркие лучи. Последнее обстоятельство подтверждает наше предположение о том, что 19 июня луч 3 был расположен за картинной плоскостью. 19 июля (через месяц после затмения) Лио наблюдал прекрасный луч на NE; возможно, что это был луч 1.

Переходя к результатам нашей работы, можно отметить, что далекая внешняя корона эпохи максимума характеризуется следующими структурными формами.

1. Мощные длинные прямые лучи, исходящие из образований типа шлемов и опахал.

2. Шлемы, из которых выходят эти лучи, представляют собой, по-видимому, пространственные образования. Хорошо развитый шлем напоминает луковицу, но помимо таких шлемов встречаются развитые только наполовину, как бы срезанные с одной стороны, а также недоразвитые и вовсе неразвитые. В двух последних случаях, вероятно, шлем бывает просто скрыт от наблюдателя частично или полностью диском Луны, и луч не лежит в картинной плоскости.

3. Кроме шлемообразных опахал встречаются опахала лепесткового типа, как с восточной стороны большого NE-луча. Они имеют более размытые очертания.

4. Широкие изогнутые лучи, примером которых является «Западный выступ» и луч, наблюдавшийся А. П. Ганским в 1905 г.

5. Узкие изогнутые струи, подобные кривому E-лучу и образованию, наблюдавшемуся Гарднером 8 июня 1937 г., представляющие собой, вероятно, потоки корпускул, вытекающие из активных областей.

Сопоставление корональных форм с фотосферными и хромосферными образованиями приводит к следующим выводам.

1. Обычно в основании всех мощных лучей находятся протуберанцы и темные волокна, причем луч по направлению как бы исходит из протуберанца (лучи 1, 3?, 5, 6, 7?, 8). Во всех этих случаях лучи отклонены от радиуса-вектора в сторону экватора.

2. При наличии поблизости мощных флоккулов, окружающих пятна, основание луча смещается от протуберанца в сторону флоккулов (лучи 9, 11, 12). Во всех этих случаях лучи отклонены от радиуса-вектора в сторону полюса на углы 5 — 12° . Впрочем, это может быть объяснено именно тем, что отклоняющий флоккул во всех трех случаях находился ближе к экватору, чем протуберанец, лежавший в основании опахала. Возможно, что и у луча 3 имеет место подобное влияние, но в этом случае отклонение происходит в плоскости, проходящей через луч зрения (к наблюдателю).

3. Представляют большой интерес данные радионаблюдений, согласно которым лучи короны являются источниками метровых радиоволн [10, 11]. Найденные Хьюишем [12] радиодиаметры лучей на расстоянии $5-15 R_{\odot}$ от лимба ($d = 10^5$ км) хорошо сходятся с нашими результатами (в среднем для девяти лучей на расстоянии $4R_{\odot}$ $d = 1,2 \cdot 10^5$ км). Такой же порядок d приводит В. В. Виткевич [14].

Для дальнейших заключений необходимо накопление и обобщение более обширного материала по структуре далекой внешней короны, особенно вблизи максимума солнечной активности.

Автор выражает благодарность проф. Е. Я. Бугославской за ряд ценных указаний, полученных при выполнении этой работы.

Москва, июль 1959 г.

Московское отделение ВАГО,
Московский планетарий

ЛИТЕРАТУРА

1. Е. Я. Бугославская. Структура солнечной короны. Тр. ГАИШ, 19, 1949.
2. Г. М. Никольский. Астрон. журн., 30, № 3, 286, 1953.
3. С. К. Всехсвятский, Г. М. Никольский. Астрон. журн., 32, № 4, 354, 1955.
4. С. К. Всехсвятский, Е. Я. Бугославская, А. Н. Дейч. Труды экспедиций по наблюдению полного солнечного затмения 19 июня 1936 г., т. 1. Изд-во АН СССР, 1938, стр. 27—50.
5. С. К. Всехсвятский и Е. Я. Бугославская. Труды экспедиций по наблюдению полного солнечного затмения 21 сентября 1941 г. Изд-во АН СССР, 1949, стр. 266—336.
6. К. Г. Захарин. Труды экспедиций по наблюдению полного солнечного затмения 19 июня 1936 г., т. 1. Изд-во АН СССР, 1938, стр. 61—70.
7. А. П. Ганский. Известия Главной астрон. обсерв. в Пулкове, 2, 107, 1907.
8. I. Gardner. National Geogr. Soc.—US Navy Solar Eclipse Expedition of 1937 to Canton Island. Washington, 1939, p. 39—57.
9. B. Lyot. Bull. de Soc. Astr. de France, 52, 193—208, 1936.
10. P. A. O'Brien. Observatory, 73, 106, 1953.
11. R. Coutrez, A. Koeckelenbergh, E. Pourbaix. Observatory, 73, 239, 1953.
12. A. Hewish. Proc. Roy. Soc. A 228, 1955.
13. I. I. Putilin. The Solar Corona of June 19, 1936. Astroph. Journ., 85, № 4, 341, 1937.
14. В. В. Виткевич. Астрон. журн., 35, № 1, 52, 1958.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

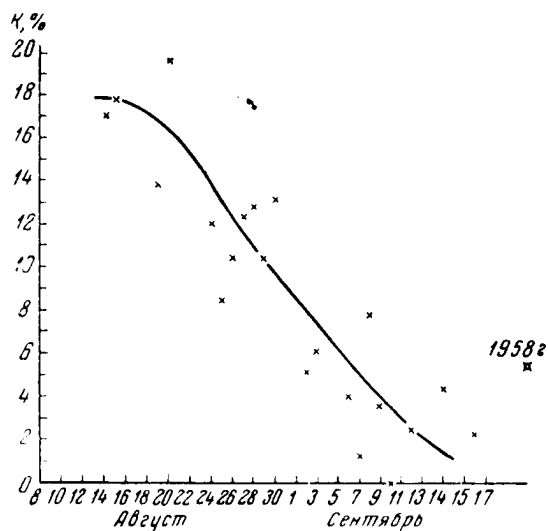
КОНТРАСТЫ «МОРЕ — МАТЕРИК» И «КАЙМА — ШАПКА» НА МАРСЕ В 1956 и 1958 гг.

О. Б. Длужневская

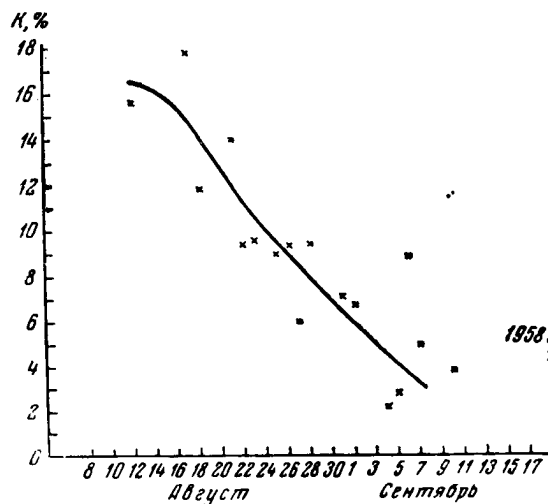
Противостояние 1956 г. было отмечено рядом явлений в атмосфере Марса и на его поверхности, которые ранее либо совсем не наблюдались, либо были отмечены, но в значительно меньшей степени. Для данного противостояния была характерной очень большая мутность марсианской атмосферы. Во время наблюдений отмечалось чередование обширных помутнений и прояснений. Помутнения охватывали временами целые области, а в конце августа началось ослабление контрастов в южном полушарии, которое сопровождалось распространением желтой дымки по всему полушарию до самого полюса. В ночь на 27 августа началось исчезновение южной полярной шапки. Мгла, появившаяся в это время в атмосфере Марса, была отмечена рядом наблюдателей и объяснена, как облака желтой пыли, покрывающей материка Марса и поднятой ветром [1, 2].

Если исчезновение шапки объяснять как результат запыленности атмосферы частицами, принесенными с северного материка, то естественно ожидать, что уменьшение контраста «шапка — кайма» наступит позже (а не раньше, как указывалось некоторыми наблюдателями) уменьшения контраста «море — северный материк». В связи с этим казалось интересным получить изменение контрастов «море — северный материк» и «кайма — шапка» со временем. Интересным также казалось сравнить величину контраста «море — материк» в 1956 и 1958 гг., т. к. по мнению ряда авторов атмосфера Марса в 1958 г. оставалась почти столь же запыленной, как и в 1956 г. Материал, использованный нами для обработки, получен во время двух противостояний Марса — 1956 и 1958 гг. Материал 1956 г. получен экспедицией ВАГО в составе: В. А. Бронштэн (руководитель), Ю. П. Власов, И. Д. Новиков, А. А. Колчин, Л. М. Озерной, М. М. Поспергелис, О. Б. Ржаницына (Длужневская). Наблюдения проводились на 30-см рефракторе Цейсса ($F = 5$ м) обсерватории Сталинградского планетария.

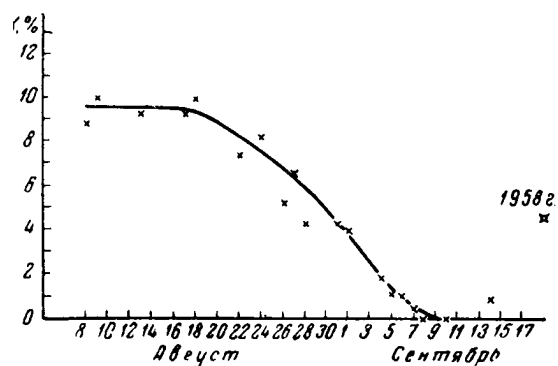
Нами использованы снимки, полученные при помощи зеркальной камеры «Зенит» с окулярным увеличением $8 \times (F_{\text{обк}} = 40 \text{ м})$ на пленках панхром 250 ед. ГОСТ. Фотографирование производилось через пять светофильтров (эффективные длины волн указаны в скобках): красный (630 мμ), оранжевый (610 мμ), желтый (590 мμ), зеленый (549 мμ) и синий (493 мμ). Каждую ясную ночь экспонировалась одна пленка (36 кадров). Обычно снимались две серии снимков. Каждая серия снималась в течение нескольких минут и состояла из кадров со всеми фильтрами (по 2—3 последовательных кадра с каждым фильтром). Все пленки калибровались на следующий день после наблюдения. Для калибровки использовалась насадка с платиновым ослабителем, которая привинчивалась к камере, и сквозь нее с теми же фильтрами экспонировался белый экран, освещенный рассеянным солнечным светом. Все



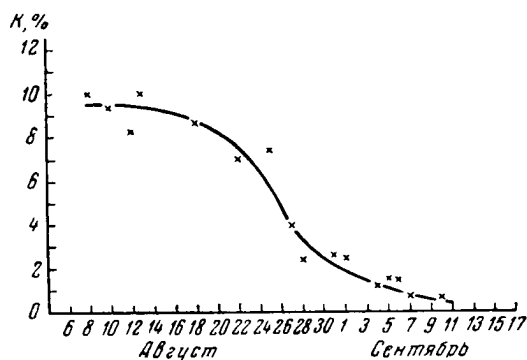
Фиг. 1. Изменение контраста «море — северный материк». Красный фильтр



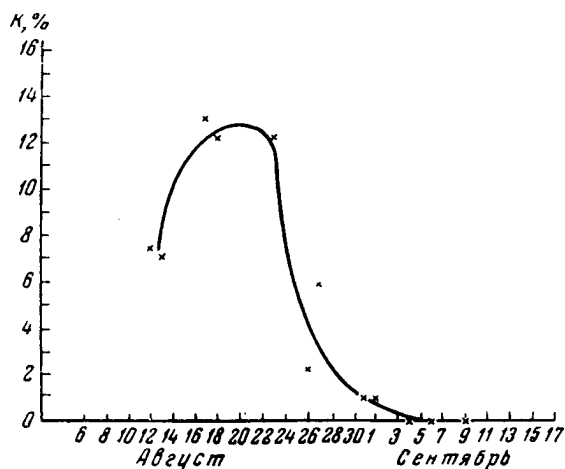
Фиг. 2. Изменение контраста «море — северный материк». Оранжевый фильтр



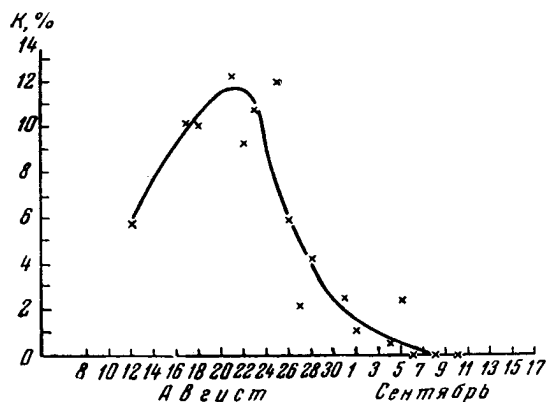
Фиг. 3. Изменение контраста «море — северный материк». Желтый фильтр



Фиг. 4. Изменение контраста «море — северный материк». Зеленый фильтр

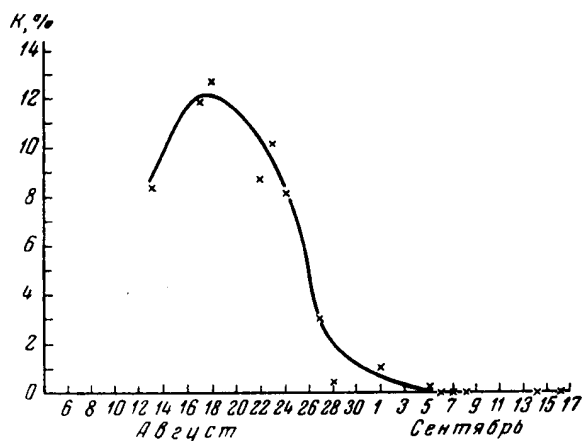


Фиг. 5. Изменение контраста «шапка — кайма». Красный фильтр



Фиг. 6. Изменение контраста «шапка — кайма». Оранжевый фильтр

пленки проявлены в стандартных условиях. За время работы экспедиции (с 4 августа по 16 сентября 1956 г.) получено 1000 снимков, из которых для дальнейшей обработки отобрано 100 наиболее удачных, причем снимки отбирались так, чтобы по возможности за каждую ночь имелись изображения, полученные с красным, оранжевым, желтым и зеленым фильтрами. Фотографии, полученные с синим фильтром, не обрабатывались, так как детали на них в большинстве случаев отсутствовали.



Фиг. 7. Изменение контраста «шапка — кайма». Желтый фильтр

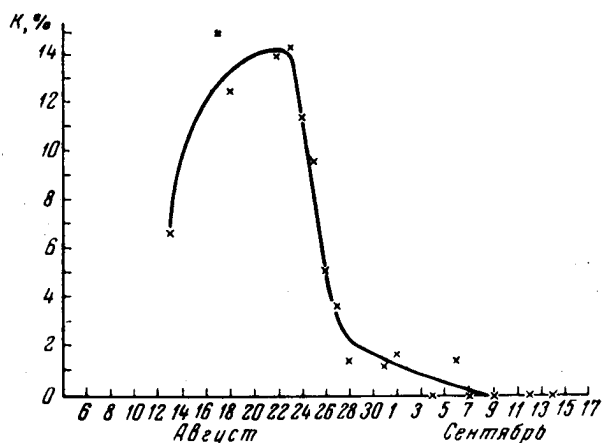
Материал 1958 г. получен автором на Абастуманской астрофизической обсерватории при помощи 40-см рефрактора Цейсса ($F = 6,8$ м). Для фотографирования была использована лунно-солнечная камера, дающая увеличение в 14 раз (размер пластинки 9×12 см). Фотографирование производилось через красный, оранжевый, желтый, зеленый и синий светофильтры; снимки с красным фильтром получены на пластинках Agfa Rot rapid, с оранжевым — Agfa panchromatisch, с зеленым и синим — Agfa Lichtoffreit. Эффективные длины волн комбинаций «фильтр + пластинка» соответственно равны 640, 604, 540 и 469 мμ (эффективная длина волны синего фильтра не указана, так как снимки, полученные с синим фильтром, не обрабатывались). Всего с 18 сентября по 9 октября получено 40 снимков.

Для стандартизации пластинок после фотографирования Марса снимался вне фокуса Альдебаран с тем же фильтром, на той же пластинке и с той же экспозицией (угловое расстояние между Марсом и Альдебараном за время наблюдений не превышало $7^{\circ}30'$). Все пластинки калибровались: сразу же после наблюдений в лабораторных условиях впечатывался через соответствующий фильтр трубчатый фотометр (12 отверстий). Таким образом, на каждой пластинке получены 1—2 изображения Альдебарана и марки шкалы трубчатого фотометра. Все пластинки проявлены в стандартных условиях, 11 снимков были найдены пригодными для обработки.

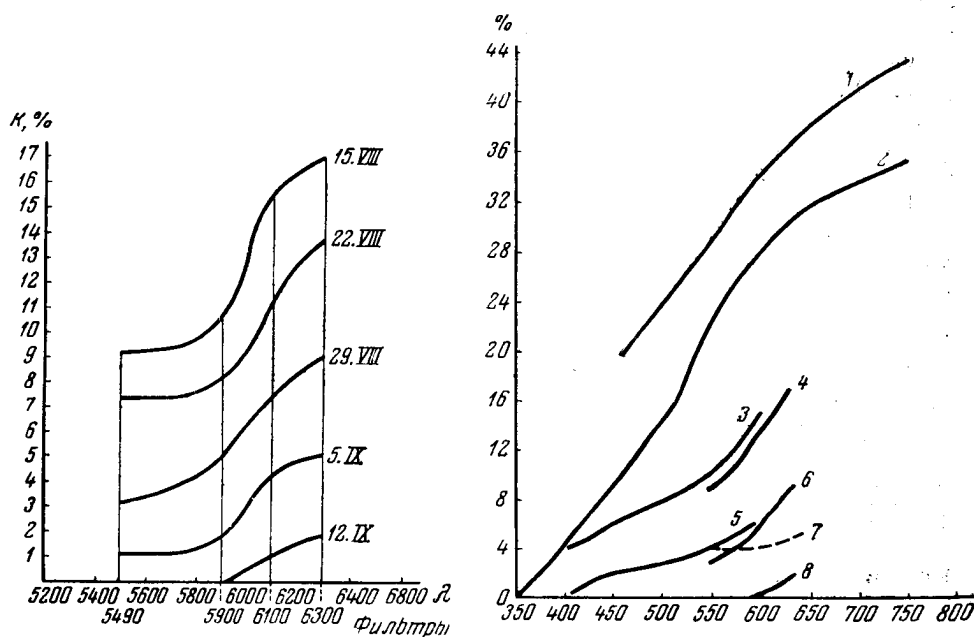
Для обработки отобранных снимков был использован микрофотометр МФ-4 с саморегистрирующим устройством. С его помощью были получены регистрограммы всех отобранных снимков (изображение Марса рассеклось по центральному меридиану). Для построения характеристических кривых были получены регистрограммы калибровочных шкалок, со всех регистрограмм были сняты значения плотностей почернения деталей, с помощью характеристических кривых они были переведены в яркости, после чего были получены величины контрастов:

$$K_1 = \frac{B_{\text{см}} - B_{\text{м}}}{B_{\text{см}}}; \quad K_2 = \frac{B_{\text{ш}} - B_{\text{к}}}{B_{\text{ш}}},$$

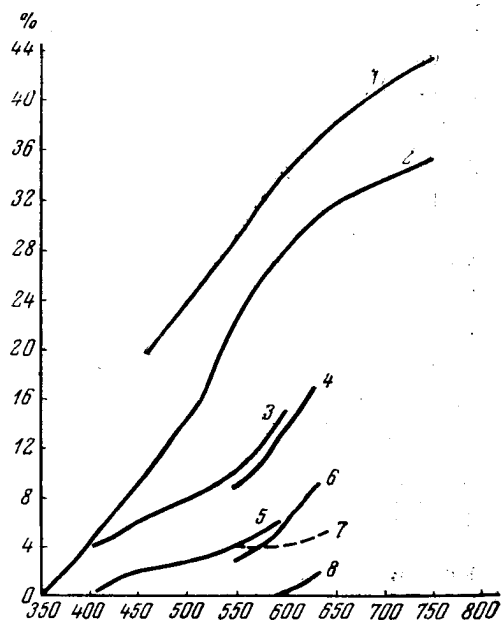
где $B_{см}$ — яркость северного материка, B_m — яркость пояса морей, $B_{ш}$ — яркость шапки, B_k — яркость каймы.



Фиг. 8. Изменение контраста «шапка-кайма». Зеленый фильтр



Фиг. 9. Распределение контраста «море-северный материк» по длинам волн для разных дат (1956 г.)



Фиг. 10. Сравнение кривых контраста «море-материк» по данным различных наблюдателей:

1 — по прошлым противостояниям, 2 — Барабашов, 21 октября 1956 г., 3 — Козлова, и Глаголевский, 13 октября 1956 г., 4 — ВАГО, 15 августа 1956 г., 5 — Козлова и Глаголевский, 9 октября 1956 г., 6 — ВАГО, 23 августа 1956 г., 7 — Длузневская, 7 октября 1958 г., 8 — ВАГО, 12 сентября 1956 г.

На фиг. 1—8 приведены кривые изменения этих контрастов со временем в красных, оранжевых, желтых и зеленых лучах. Полные крестики на фиг. 1—3 показывают величину контраста «море — северный материк» в октябре 1958 г. (по материалу, полученному нами на Абастуманской обсерватории).

Из сравнения приведенных кривых видно, что уменьшение контраста в 1956 г. произошло одновременно во всех лучах, т. е. оно могло быть вызвано появлением в атмосфере Марса частиц с диаметрами до 1 μ . Легко также видеть, что изменение контраста «море — северный материк» началось 22 августа, а изменение контраста «шапка — кайма» — 23 августа, т. е. результаты не опровергают предположения о том, что эти явления имеют общую природу и вызваны появлением большого количества пыли в атмосфере Марса, причем пыль охватила все южное полушарие и распространялась от экватора к полюсу.

Для пяти дат между 15 августа и 12 сентября построены кривые зависимости контраста «море — северный материк» от длины волны, приведенные на фиг. 9. Как видно из фиг. 9, величина контраста уменьшалась во всех лучах за одно и то же время почти на одинаковую величину (кривые почти параллельны). Для сравнения на фиг. 10 изображены кривые контраста, построенные по данным Н. П. Барабашова [3] на 21 октября 1956 г., когда атмосфера Марса немного прояснилась, две кривые К. И. Козловой и Ю. В. Глаголевского [4] для 9 и 13 октября 1956 г. и кривая контраста для обычного состояния атмосферы Марса (по данным прошлых противостояний) [3]. Пунктиром показана кривая, полученная нами по данным 1958 г.

Как видно из фиг. 10, контраст в красных, оранжевых и желтых лучах в 1958 г. имел примерно одинаковую величину — 4—5 %, т. е. в 1958 г. атмосфера Марса осталась почти столь же запыленной, как и в 1956 г.

Сравнивая кривые, полученные в 1956 г. различными наблюдателями (фиг. 10), можно увидеть постепенное изменение контраста: сначала уменьшение (по нашим данным за 15 и 29 августа и 12 сентября), а потом увеличение его (по данным Козловой и Глаголевского за 9 и 13 октября и Барабашова за 21 октября).

В середине сентября, по-видимому, действительно была самая плохая видимость деталей, а потом началось прояснение, причем контраст увеличивался примерно вдвое быстрее, чем падал (кривые, полученные по нашим данным, дают величину контраста через две недели, а кривые, построенные по данным Барабашова, Козловой и Глаголевского, — через 4—8 дней).

Интересно также отметить, что в начале октября 1956 г. и в начале октября 1958 г. контраст в желтых и оранжевых лучах был примерно одинаков (ср. кривые 9 октября 1956 г. и 7 октября 1958 г.).

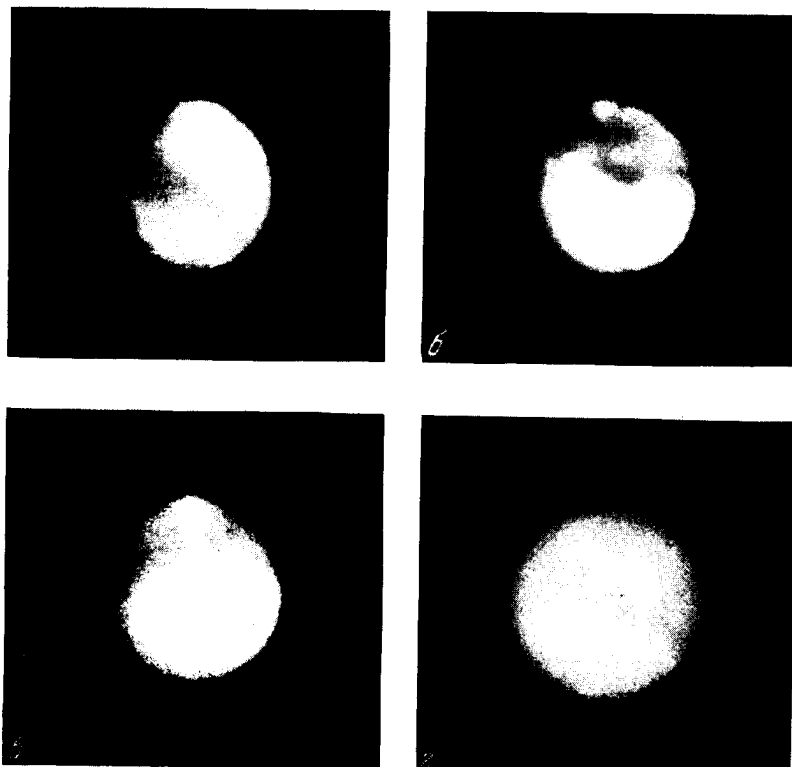
На фиг. 11 приведены некоторые фотографии Марса в красных лучах, наглядно показывающие изменение контраста между 17 августа и 13 сентября 1956 г.

Москва, май 1959 г.

Московское отделение ВАГО

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Сытинская. Некоторые соображения о природе желтых помутнений на Марсе. Астрон. циркуляр, № 177, 1957.
2. В. А. Бронштэйн. Визуальные наблюдения Марса во время великого противостояния 1956 г. Бюлл. ВАГО, № 22 (29), 1958.
3. Н. П. Барабашов. Предварительные результаты наблюдений Марса во время противостояния 1956 г. Циркуляр АО ХГУ, № 18, 1957.
4. Ю. В. Глаголевский и К. И. Козлова. Предварительные результаты наблюдений Марса в 1956 г. на электрофотометре АФМ-3. Астрон. циркуляр, № 176, 1957.



Фиг. 11. Снимки Марса 1956 г., полученные экспедицией В.А.ГО
в Сталинграде (красный фильтр). Заметно постепенное
уменьшение контрастов от августа к сентябрю:

а - 6 августа 23 час. 37 мин., б - 16 августа 23 час. 54 мин., в - 25 августа
23 час. 47 мин., г - 13 сентября 19 час. 36 мин.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

СОВПАДЕНИЕ ВЫСОТЫ СОЛНЦА ПРИ СЕЗОННЫХ ЯВЛЕНИЯХ
НА МАРСЕ И НА ЗЕМЛЕ

С. Н. Срединский

1. ВЕСЕННЕЕ РАЗВИТИЕ ЗЕЛЕНИ

В 1947 г. Н. П. Барабашов опубликовал статью, в которой установил важный факт — зависимость окраски так называемых морей, заливов и каналов Марса от полуденной высоты Солнца [1]. Надо сказать, что и до работы Н. П. Барабашова многие наблюдатели Марса обращали внимание на разнообразие и последовательную смену окраски **темных** пространств на Марсе, преобладающим цветом которых является **зеленый** или зелено-голубой.

Эту особенность подробно описывали Ловелл и Антониади. Последний находил удивительное сходство с изменениями окраски земной растительности в связи с временами года: весной и летом в средних широтах Марса господствует зеленый цвет, а осенью он становится таким же разнообразным, как и окраска наших осенних садов и лесов. На экваторе Марса летом зелень бурее, подобно тому, как меняется в это время года весенняя зеленая окраска наших степей.

Вот как резюмирует свои выводы Н. П. Барабашов [2]:

«У „морей“ и „заливов“, расположенных между южными широтами от 30 до 60°, зеленая и голубая окраска наблюдается лишь в летний период; переход в серые тона, как у экваториальных „морей“, для этих областей не наблюдается. Кроме того, оказывается, что чем ближе темная область к полюсу, тем короче ее зеленый и голубой периоды.

Выяснилось еще одно любопытное явление, заключающееся в том, что зеленый и зелено-голубой цвета наблюдаются лишь тогда, когда полуденная высота Солнца становится больше 52°, зелено-голубой цвет замечается при высоте более 53°, серо-голубой появляется при высоте более 40°. Коричневый и серый тона, по-видимому, могут наблюдаться при самых малых значениях высоты Солнца. Подобные же изменения замечены в „озерах“ и в некоторых каналах.

Из всего сказанного можно с очень большой долей вероятности заключить, что изменения цвета многих темных областей Марса хорошо объясняются наличием растительного покрова».

Само собой разумеется, что приведенное заключение Н. П. Барабашова станет еще более убедительным, если удастся установить, что и земная растительность средних широт начинает зеленеть весной при совпадающих или хотя бы близких к приведенным полуденных высотам Солнца.

Как это ни удивительно, но при проверке такое совпадение оказалось налицо. Об этом наглядно свидетельствует приводимая ниже табл. 1, основанная на работах советских фенологов [3, 4], уже много лет система-

тически наблюдающих ход весеннего развития растительного покрова в пределах Советского Союза. (До этого такие же наблюдения, но по более сжатой программе и на добровольных началах, велись во многих пунктах России.)

Таблица 1

Начало полного развития весенней зелени в Европейской части Советского Союза

Пункт	Дата	Широта	Высота Солнца
Харьков	V 4	50°	56°
Киев	5	50	56
Воронеж	7	52	55
Тула	13	54	54
Минск	14	54	54
Смоленск	15	55	54
Москва	16	56	53
Калинин	17	57	52
Псков	17	58	51
Владимир	18	56	53
Новгород	18	58	51
Свердловск	20	57	53
Череповец	21	58	51
Ленинград	22	60	50
Архангельск	VI 5	65	49

Полное развитие весенней зелени наступает в момент, когда зелень лугов и полей сливается с зеленью лесов и садов. Это совпадает с зацветанием черемухи (*Prunus racemosa*, *P. padus*) и распусканием почек у дуба (*Quercus robur*) и у липы (*Tilia cordata*).

Зеленая окраска лугов и полей развивается раньше листвы на деревьях. Луга начинают ярко зеленеть ко времени зацветания березы (*Betula verrucosa*) и одуванчика (*Taraxacum officinale*). Для Москвы, по многолетним наблюдениям, это происходит (в среднем) на 12 дней раньше полного развития весенней зелени, что дает высоту Солнца на 3° меньше.

Из приведенных в табл. 1 данных нами вычислены только высоты Солнца. Надо сказать, что ни в одном из руководств по фенологии весеннее развитие растительности не ставится в прямую связь с изменением полуденной высоты Солнца над горизонтом той или иной местности.

2. СОКРАЩЕНИЕ ПОЛЯРНЫХ ШАПОК НА МАРСЕ И ТАЯНИЕ СНЕГОВ В СИБИРИ

Аналогичное совпадение высоты Солнца бывает также при таянии снегового покрова в Сибири и при сокращении величины белых полярных шапок на Марсе.

Из всех явлений, наблюдаемых на Марсе, лучше всего изучены периодические изменения величины полярных шапок. Вильям Гершель, применив в конце XVIII в. свои огромные рефлекторы, первый установил сходство годовых перемен на Марсе с земными. Зимой значительная часть одного из полушарий Марса белеет, весной белый покров исчезает и его заменяет зеленая окраска. После этих замечательных открытий утвердилось мнение, что белые полярные шапки на Марсе состоят из снега.

В конце XVIII в. были произведены первые измерения границы или кромки полярных шапок. Очень много микрометрических измерений было сделано в XIX в. Образцом их являются измерения Скиапарелли, основателя картографии Марса. Для наших целей можно использовать одну из его работ [5].

Таблица 2

Изменение полярной шапки Марса в 1877 г.
(Великое противостояние Марса 5 сентября.
Летнее солнцестояние южного полушария 26 сентября)

Дата	День (от 26. IX)	Радиус шапки	Граница, φ	Высота Солнца	Дата	День (от 26. IX)	Радиус шапки	Граница, φ	Высота Солнца
VIII 23	—34	14°	76°	37°	IX 14	—12	9°	81°	34°
26	29	12	78	35	15a	11	7	83	31
IX 3	23	13	77	37	15b	11	8	82	33
10a	16	12	78	37	16	10	8	82	34
10b	16	9	81	36	18	8	9	81	35
11	15	10	80	35	20	6	9	81	35
12	14	9	81	34	22	4	7	83	32
13	13	8	81	33	24	—2	7	83	32
25	—1	6	84	31	X 10	+14	5	85	31
26	0	6	84	31	12	16	5	85	30
30	+4	6	84	32	13	17	4	86	30
X 1	5	7	83	31	14	18	4	86	28
2	6	6	84	32	27	31	4	86	28
4	+8	6	84	31	X 34	+39	3	87	27

Две последние графы в таблице добавлены нами. Сравним приведенные высоты Солнца с теми, какие наблюдаются при таянии снегового покрова в Сибири. При определении этих величин мы пользовались картой, где граница или кромка снегов выведена на основе многолетних наблюдений [6].

Таблица 3

Таяние снегового покрова в Сибири

Западная Сибирь (меридиан Ново- сибирска)			Восточная Сибирь (меридиан Читы)		
Широта	Таяние снега	Высота Солнца	Широта	Таяние снега	Высота Солнца
54°	IV 17	46°	54°	—	—
56	20	45	56	—	—
58	26	45	58	V 1	47°
60	V 1	45	60	5	46
62	10	45	62	10	45
64	V 18	45	64	V 13	44
66	28	45	66	17	43
68	VI 10	44	68	19	42
70	15	43	70	VI 1	42
72	17	41	72	10	41
74	—	—	74	14	39
76	—	—	76	18	37
78	—	—	78	VII 1	35

Слабая изученность некоторых частей Сибири, как и влияние иррадиации и точность микрометрических измерений, вызывают иногда ошибки в пределах от 1 до 2°. Как бы то ни было, в некоторых случаях совпадение бывает полным:

	Широта	Высота Солнца	Дата
Марс (южная полярная шапка) . .	76°	37°	VI 9
Земля (Восточная Сибирь)	76	37	VI 18
Марс (южная полярная шапка) . .	78	35	VII 14
Земля (Восточная Сибирь)	78	35	VII 1

Даты приведены в земной шкале, т. е. учтено, что год Марса содержит 687 земных суток. Отсчет произведен от момента солнцестояний как для Земли, так и для Марса.

Для проверки полученных результатов мы использовали следующее великое противостояние Марса, когда условия видимости и расстояние от Земли были очень сходными. Измерения производил Холл в Вашингтоне, имевший в своем распоряжении один из крупнейших рефракторов в мире (объектив 66 см, вдвое больше того, каким пользовался Скиапарелли).

Таблица 4

Изменение южной полярной шапки Марса в 1892 г.
(Великое противостояние Марса 4 августа. Летнее
солнцестояние южного полушария 13 октября)

Дата	День (от 13.X)	Радиус шапки	Граница, °	Высота Солнца
VII 14	—101	23°	67°	36°
VIII 12	—71	13	77	30
IX 16	—27	10	80	35

Последнее из наблюдений Холла совпадает с измерением Скиапарелли от 26 августа с точностью до 2° для широты и полностью для высоты Солнца.

Анализ измерений, которые относятся к другим противостояниям, подтверждает вывод, сделанный выше, с тем отличием, что в северном полушарии Марса наблюдается некоторое запаздывание (на разных широтах) по сравнению с южным, так что таяние снегов в Восточной Сибири происходит раньше, чем сокращение белого покрова на Марсе.

	Широта	Высота Солнца	Дата (земная)
Марс в 1899 г. (северная полярная шапка)	77°	38°	VI 25
Земля (Восточная Сибирь)	76	37	VI 18
Марс в 1901 г. (северная полярная шапка)	75	40	VI 18
Земля (Восточная Сибирь)	74	39	VI 14

Остается добавить, что и осенний снегостав в Сибири совпадает по высоте Солнца с осенним ростом полярной шапки на Марсе. В 1862 г., по наблюдениям Ласселя, шапка начала расти с 86° южной широты при высоте Солнца в 21°. В 1879 г., по наблюдениям Скиапарелли, шапка начала расти с 88° южной широты при 22° высоты Солнца, а в 1886 г., по его же наблюдениям, с 88° северной широты при 26° высоты Солнца.

В Восточной Сибири, судя по многолетним наблюдениям, снеговой покров устанавливается (в среднем) с 5 сентября под 76° широты и при 21° полуденной высоты Солнца и с 1 октября под 78° широты, при высоте Солнца в 20° .

В заключение следует отметить, что на Марсе, как и на Земле, зимний белый покров редко отходит от полюсов далее чем на 45° , а обычно не спускается ниже 50° широты.

В общем, создается впечатление, что на Марсе летом почти так же тепло, как и на Земле. Но Марс дальше от Солнца. Как объяснить это противоречие?

Хотя Марс в полтора раза дальше от Солнца, но наш год вдвое короче, и потому за летнее время любое полушарие Земли вряд ли получает больше тепла и света, чем Марс. Это будет ясно, если сравнить условия на полюсах.

Непрерывный летний день на любом полюсе Земли длится шесть, а на Марсе — одиннадцать наших месяцев. Кроме того, там Солнце стоит на полтора градуса выше. Этих условий достаточно, даже не упоминая о большей прозрачности атмосферы Марса, чтобы объяснить наблюдаемые явления.

Борисов, август 1958 г.

Минское отделение ВАГО

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Н. П. Барабашов. Об изменении цвета «морей» Марса. Астрон. журн., 24, № 3, 1947.
2. Н. П. Барабашов. Исследование физических условий на Луне и планетах. Харьков, 1952, стр. 231.
3. А. Шигелев и А. Шимонюк. Сезонное развитие природы в Европейской части СССР. М., 1949, стр. 25—143.
4. Н. С. Щербиновский. Сезонные явления в природе. М., 1954, стр. 131.
5. С. Flammarion. La planète Mars. Paris, 1902.
6. Г. Д. Рихтер. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М., 1948.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

ПОЛОЖЕНИЕ ПОЛОС И ДЕТАЛИ НА ЮПИТЕРЕ В 1957 г.

В. И. Цветков

В 1957 г. отдел планет МОВАГО организовал на обсерватории Московского планетария наблюдения Юпитера. В наблюдениях принимали участие члены астрономических кружков планетария. Для работы использовался 5" рефрактор Цейсса в основном с увеличением в 186 раз. Наблюдения продолжались с 16 марта по 10 июля. За это время 35 наблюдателями сделано 109 зарисовок планеты с одновременными оценками интенсивности деталей. Более половины наблюдений выполнено опытными наблюдателями: И. Т. Зоткин, С. П. Макарова (17 рис.), К. В. Куимов, Н. В. Кирпичникова (9 рис.), А. В. Гетлинг, А. В. Засов, В. А. Салтыков (5 рис.). Среднее качество изображения было удовлетворительным.

Методика наблюдений и схема обработки полученного материала в основном оставались теми же, что и в предыдущих работах отдела планет МОВАГО [1].

В 1957 г. на Юпитере наблюдались все основные полосы и обе шапки, однако южная полярная, северная умеренная и северная полярная полосы были выражены очень слабо и на многих рисунках отсутствовали.

Измерения широт краев полос и шапок производились при помощи сетки. Затем составлялись группы, в каждую из которых входило от 9 до 25 рисунков, близких по времени. Для каждой группы были вычислены средние широты краев полос и шапок и средняя дата. Средние квадратические отклонения средних широт имеют такие же величины, как и в предыдущих обработках наблюдений Юпитера, проведенных отделом планет МОВАГО.

Измеренные на рисунках широты полос и деталей следует исправить за широту центра диска D , т. е. за наклон экваториальной плоскости Юпитера к визирной линии. Следует отметить, что указанные поправки не вносились в результаты при обработке наблюдений прошлых лет (там, где это не оговорено). Это обстоятельство необходимо учитывать при обобщении наблюдений МОВАГО за длительный период.

Вопрос о нахождении точных широт деталей на Юпитере подробно рассмотрен во многих руководствах [2, 3]. Однако целесообразно изложить метод, который более приспособлен к определению широт при помощи сетки на рисунках Юпитера.

Можно показать [4], что некоторая деталь, расположенная на центральном меридиане рисунка на расстоянии r от центра диска, будет иметь планетоцентрическую широту,

$$\varphi = \arctg \frac{b^2 r \cos D + ab \sin D \sqrt{a^2 \sin^2 D + b^2 \cos^2 D - r^2}}{a^2 r \sin D + ab \cos D \sqrt{a^2 \sin^2 D + b^2 \cos^2 D - r^2}},$$

где a и b — полуоси сфероиды планеты, а D — эфемеридная широта центра диска. Разложим величину φ в ряд по степеням D .

$$\varphi = \operatorname{arctg} \frac{br}{a\sqrt{b^2 - r^2}} + \frac{a^2 b^2}{a^2 b^2 - r^2(a^2 - b^2)} D + \dots \quad (1)$$

Широта центра диска для Юпитера всегда мала, $D \leq 3^\circ, 4$. Поэтому ограничимся двумя членами разложения. Очевидно, что первый член разложения (1) представляет собой выражение для широты при $D = 0^\circ$, а второй — небольшую поправку, зависящую от φ и D . Величина b/a для Юпитера равна 0,9334. Введем следующие обозначения:

$$\varphi_{D=0} = \operatorname{arctg} \frac{0,9334 \rho}{\sqrt{1 - \rho^2}}, \quad c = \frac{1}{1 - 0,1288 \rho^2}, \quad \rho = \frac{r}{b}. \quad (2)$$

Тогда для нахождения широты детали, находящейся на центральном меридиане, при помощи сетки, рассчитанной для $D = 0^\circ$, имеем следующую формулу:

$$\varphi = \varphi_{D=0} + cD. \quad (3)$$

Величина $\varphi_{D=0}$ снимается с сетки, а коэффициент $c = c(\varphi)$ для удобства пользования был нами табулирован. Он, как видно из табл. 1, слабо зависит от φ .

Таблица 1

Коэффициенты поправки за широту центра диска Юпитера

φ	c	φ	c	φ	c	φ	c
0°	1,00	24°	1,02	48°	1,08	72°	1,13
2	1,00	26	1,03	50	1,09	74	1,14
4	1,00	28	1,03	52	1,09	76	1,14
6	1,00	30	1,04	54	1,10	78	1,14
8	1,00	32	1,04	56	1,10	80	1,14
10	1,00	34	1,05	58	1,11	82	1,15
12	1,01	36	1,05	60	1,11	84	1,15
14	1,01	38	1,06	62	1,12	86	1,15
16	1,01	40	1,06	64	1,12	88	1,15
18	1,01	42	1,07	66	1,12	90	1,15
20	1,02	44	1,07	68	1,13		
22	1,02	46	1,08	70	1,13		

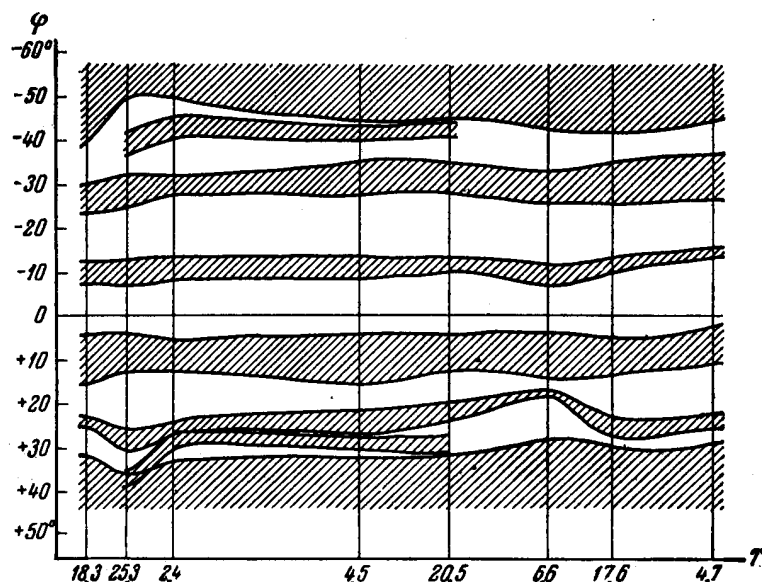
Отметим, что определять широты деталей, расположенных не на центральном меридиане, где формула (3) теряет силу, в случае мало точных зарисовок быстро вращающегося Юпитера практически приходится очень редко.

В табл. 2 приведены полученные из наблюдений средние широты краев полос и шапок для восьми групп, охватывающих интервал около четырех месяцев. Поправка за широту центра диска в табл. 2 введена. Рассматривая схему (фиг. 1), можно отметить следующие закономерности в движении полос на Юпитере в 1957 г.:

- 1) сужение основных полос около 2 апреля,
- 2) расширение основных полос около 5 мая,
- 3) общее движение полос к югу в конце периода наблюдений,

- 4) сближение шапок между 25 марта и 6 июля,
 5) утолщение к концу периода южной умеренной полосы и заметное сужение южной тропической полосы.

В общем же временные колебания широт краев полос и шапок незначительны, что позволило произвести работу, описанную ниже.



Фиг. 1. Диаграмма движения полос и полярных шапок Юпитера

При составлении групп по времени происходит усреднение широт полос по долготе. Для того чтобы выяснить возможные систематические различия широт полос на различных долготах, были составлены группы рисунков через 40° по долготе центрального меридиана (по II системе долгот). Для каждой группы вычислены средние широты краев полос и шапок

Таблица 2

Средние широты краев полос и шапок									
Группа		1	2	3	4	5	6	7	8
Средняя дата		18. III	25. III	2. IV	4. V	20. V	6. VI	17. VI	4. VII
Число зарисовок		9	24	25	11	13	9	9	9
ЮШ	С	-39,8	-51,2	-50,1	-44,9	-45,3	-42,8	-42,0	-44,9
ЮПП	Ю	—	-42,8	-46,5	-43,7	-45,1	—	—	—
	С	—	-37,6	-41,3	-39,9	-41,1	—	—	—
ЮУП	Ю	-31,2	-33,2	-32,3	-35,5	-35,0	-33,1	-35,3	-36,7
	С	-23,9	-25,5	-28,2	-27,6	-28,5	-25,7	-25,1	-26,5
ЮТП	Ю	-12,8	-13,4	-13,7	-13,6	-13,2	-11,5	-13,2	-14,9
	С	-7,8	-7,7	-8,6	-8,4	-10,4	-6,5	-9,8	-12,7
СТП	Ю	+3,8	+3,7	+5,4	+4,4	+4,4	+4,3	+5,4	+2,8
	С	+15,3	+12,7	+12,5	+16,0	+13,0	+14,7	+14,3	+16,9
СУП	Ю	+22,6	+25,0	+23,7	+22,0	+20,0	+17,1	+23,5	+23,0
	С	+23,6	+30,6	+26,8	+27,5	+24,0	+18,1	+28,0	+26,0
СПП	Ю	—	+35,1	+26,7	—	+26,9	—	—	—
	С	—	+38,8	+30,2	—	+31,9	—	—	—
СШ	Ю	+31,7	+36,1	+33,3	+32,6	+32,1	+28,3	+29,8	+29,6

Таблица 3

Изменение широт полос и шапок с долготой в 1957 г.

λ		21°	59°	101°	145°	180°	220°	263°	303°	337°
ЮШ	С	-40,2	-47,4	-45,1	-49,9	-44,1	-47,8	-47,8	-45,3	-41,4
ЮПП	Ю	-34,6	-44,8	-45,8	-42,8	-43,6	-44,8	-44,9	-49,9	-39,8
	С	-29,3	-40,3	-41,3	-39,3	-40,6	-39,9	-39,1	-43,5	-34,6
ЮУП	Ю	-31,9	-35,1	-33,9	-36,1	-31,9	-31,7	-32,4	-34,2	-32,1
	С	-26,2	-27,0	-26,4	-26,4	-24,0	-23,6	-27,0	-27,6	-24,6
ЮТП	Ю	-12,4	-13,9	-15,9	-17,9	-11,5	-12,4	-13,9	-12,8	-14,7
	С	-8,8	-9,7	-10,8	-13,4	-6,3	-7,6	-8,2	-7,9	-10,3
СТП	Ю	+5,0	+4,2	+3,9	+3,1	+7,1	+4,1	+4,5	+5,5	+3,9
	С	+13,7	+15,0	+14,5	+12,1	+17,4	+12,4	+13,1	+14,7	+12,1
СУП	Ю	+18,6	+20,6	+24,0	+27,4	+26,7	+22,5	+23,9	+20,6	+22,9
	С	+25,7	+24,7	+27,4	+32,4	+30,2	+28,3	+27,9	+22,4	+28,2
СПП	Ю	—	—	—	—	+29,2	+25,2	+35,7	+27,2	—
	С	—	—	—	—	+32,2	+29,2	+39,5	+32,2	—
СШ	Ю	+31,7	+31,7	+29,3	+38,6	+32,4	+29,6	+35,7	+32,4	+36,0

(табл. 3). Таким образом, получены широты полос на каждой долготе, усредненные за весь интервал времени наблюдений. Данные табл. 3 использованы при составлении карты Юпитера (фиг. 2).

Трудно говорить об изменениях по долготе широты северной полярной, северной умеренной и южной полярной полос, так как они редко отмечались на рисунках, а зачастую могли сливаться с шапками. В то же время нельзя объяснить случайными ошибками тот факт, что на долготе около 160° южная тропическая полоса претерпевает либо резкий излом, либо разрыв. Последнее более вероятно, так как изломы в полосах очень редки. В соответствии с этим долготу 160° следует считать активной, так же как и долготу 310°, вокруг которой группируется много долговременных деталей.

При зарисовках наблюдатели отмечали интенсивности полос по известной шестибальной шкале. Часть оценок была сделана через светофильтры. В табл. 4 приведены средние интенсивности полос и зон в 1957 г.; через I обозначена средняя интенсивность, а через n — среднее количество деталей, наблюдавшихся в данной полосе или зоне. В целях сокращения в табл. 2—4 введены обозначения полос и зон по начальным буквам их названий.

Таблица 4

	ЮШ	ЮПЗ	ЮПП	ЮУЗ	ЮУП	ЮТЗ	ЮТП	ЭЗ	СТП	СТЗ	СУП	СУЗ	СПП	СШ
I	2,30	0,97	2,37	1,15	3,05	1,05	1,76	0,88	4,09	1,02	1,57	0,73	1,70	2,33
n	—	—	—	0,29	0,31	0,52	0,12	0,96	1,67	0,04	0,03	—	—	0,04

Очень темными в 1957 г. были северная тропическая и южная умеренная полосы. Южная тропическая полоса, как и в предыдущие годы, была слабой.

На 100 рисунках Юпитера отмечено 398 деталей, которые после отождествления сведены к 286. Отождествлялись только детали, не вызывающие сомнений, т. е. близкие по долготе, широте, форме и интенсивно-

сти. Для деталей, наблюдавшихся несколько раз, вычислялось собственное движение путем решения системы условных уравнений вида (4) методом наименьших квадратов.

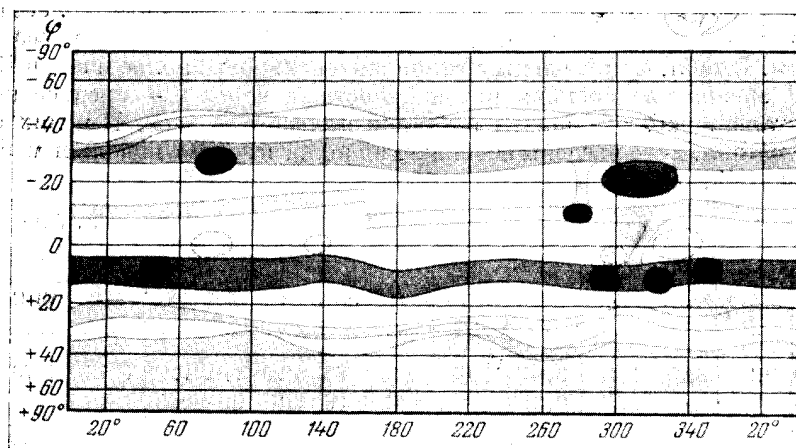
$$\lambda_i = \lambda_0 + k(T_i - T_0), \quad (4)$$

где λ_i — долгота детали в момент T_i (измеряемая по рисунку), k — скорость движения детали по долготе, λ_0 — долгота детали в момент времени T_0 . За нулевой момент времени выбрано 1 мая 1957 г. В табл. 5 приведены параметры движения наиболее устойчивых деталей. Через N обозначено число рисунков, по которым вычислены λ_0 и k .

Таблица 5

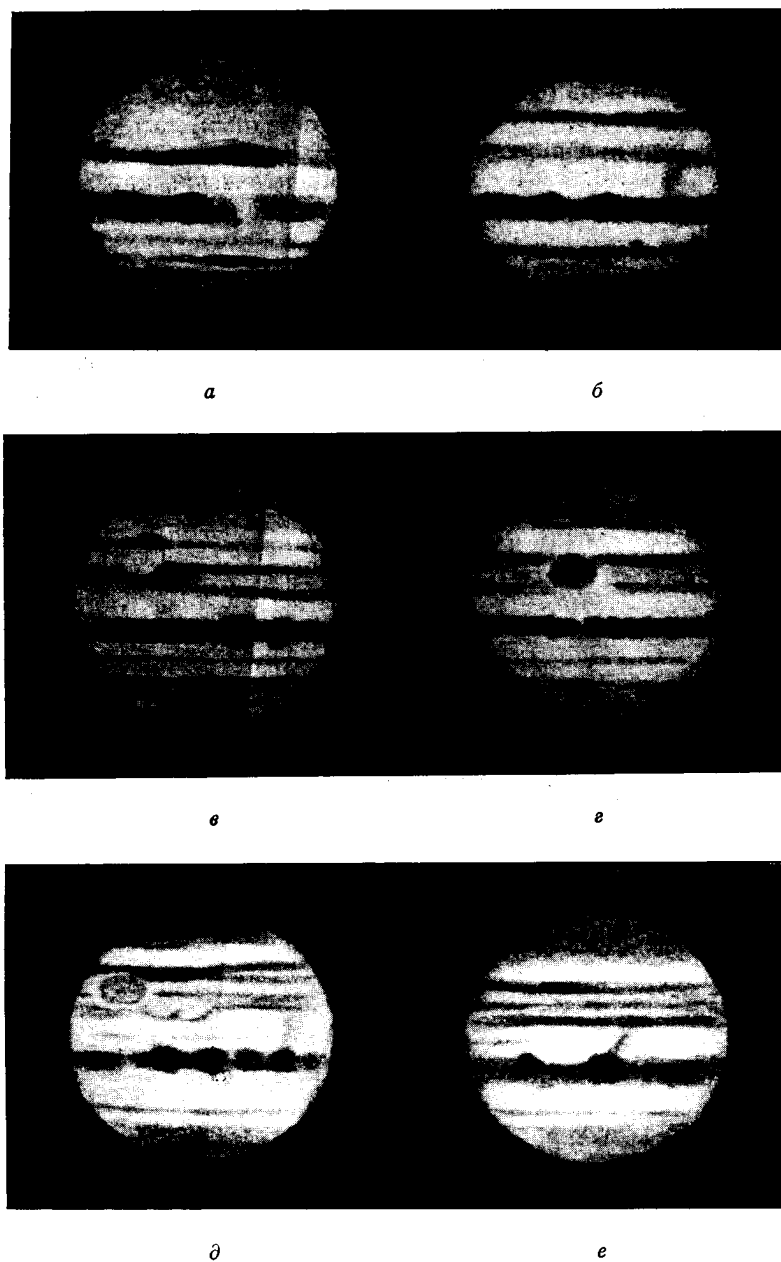
Каталог устойчивых деталей

Характер детали	N	λ_0	k , град/сутки	φ
Светлое пятно в ЮУП	4	345°	−0,87	−34°
Серое пятно в ЮУП	2	82	0,00	−28
Светлое пятно в ЮТЗ	4	234	+0,12	−25
Красное пятно	37	312	−0,04	−22
Мостик в ЮТЗ	2	281	+0,26	−17
Темное пятно в ЮТП	7	282	+0,06	−10
Мостик в ЭЗ	3	306	+1,00	−5
Мостик в ЭЗ	3	321	−0,27	−2
Светлое пятно в ЭЗ	5	79	+0,12	0
Светлое пятно в ЭЗ	3	135	+0,70	+1
Светлое пятно в ЭЗ	8	333	+0,12	+1
Светлое пятно в ЭЗ	5	298	−0,09	+3
Темное пятно в СТП	6	47	+0,01	+8
Темное пятно в СТП	10	351	−0,18	+8
Темное пятно в СТП	11	293	+0,21	+9
Выемка в СТП	2	186	−0,13	+10
Темное пятно в СТП	10	324	+0,02	+13



Фиг. 2. Синоптическая карта Юпитера на 1 мая 1957 г. (поправка за широту центра диска учтена)

Как видно из табл. 5, скорость движения деталей по долготе колеблется от −0,87 до +1,00 град/сутки. Детали представляют собой преимущественно темные пятна в полосах и светлые — в зонах. Большинство из



Фиг. 3. Типичные рисунки Юпитера, по наблюдениям отдела планет МОБАГО на 130-мм рефракторе Цейсса
 а—1.IV 1954 г. 20 час. 59 мин., б—28.IV 1955 г. 22 час. 33 мин.,
 в—23.III 1956 г. 23 час. 02 мин., г—20.III 1957 г. 22 час. 53 мин.,
 д—9.V 1958 г. 22 час. 17 мин., е—29.V 1959 г. 23 час. 30 мин.

них имеет округлую форму. Мостики и разрывы в полосах встречаются значительно реже. Распределение количества деталей по полосам показано в табл. 4. Обращает на себя внимание уже отмечавшийся ранее факт, что интенсивности полос прямо связаны со средним числом деталей в них. По-видимому, обе эти характеристики отражают активность данной полосы.

Долгота Красного пятна на 1 мая 1957 г. была получена равной 312° , широта равнялась -22° . Такое положение пятна совпадает с его движением за последние несколько лет. Однако суточное перемещение за время наблюдений получилось (очень уверенно, по 37 наблюдениям) отрицательным: $-0,04$ град/сутки. Это является неожиданным, так как в последние годы долгота Красного пятна возрастала.

По данным табл. 3, 4 и 5 составлена синоптическая карта Юпитера на 1 мая 1957 г. (фиг. 2). Карта вычерчена в проекции, определяющейся формулами:

$$x = 0,57 R \lambda, \quad y = R \sin \varphi,$$

где λ и φ — планетоцентрические долгота и широта.

В заключение отметим, что общий вид Юпитера в 1957 г. был сходен с тем, что наблюдалось членами отдела планет, начиная с 1948 г. Как это видно из фиг. 3, наиболее характерным сейчас является резко повышенная интенсивность северной тропической и южной умеренной полос и малая интенсивность южной тропической полосы.

Москва, апрель 1959 г.

Московское отделение ВАГО,
отдел планет

ЛИТЕРАТУРА

1. М. Я. Рутковская. Юпитер в 1955 г. Бюлл. ВАГО, № 25 (32), 1959.
2. В. В. Шаронов. Природа планет. Физматгиз, 1958.
3. В. А. Бронштэн. Планеты и их наблюдения. Гостехиздат, 1957.
4. Ю. П. Власов и И. Т. Зоткин. Фотографирование Юпитера с окулярным увеличением. Бюлл. ВАГО, № 24 (31), 1959.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛУННЫХ ЗАТМЕНИЙ

А. А. Каверин

До недавнего времени наблюдениями лунных затмений интересовались, главным образом, любители астрономии. Но в настоящее время этими наблюдениями заинтересовались и многие специалисты-астрономы. Этот интерес связан с широким развитием различных методов исследования земной атмосферы, основанных на материалах наблюдений лунных затмений. Учитывая потребности астрономов-наблюдателей, Астрономический ежегодник СССР, начиная с 1958 г., начал давать некоторые обстоятельства не только теневых, но также и полутеневых лунных затмений.

В связи с увеличением интереса к лунным затмениям и включением в наш Астрономический ежегодник сведений и о полутеневых лунных затмениях, нам представляется полезным дать классификацию этих затмений и целый ряд различных критериев для определения характера лунного затмения. Ниже нами предлагается такая классификация лунных затмений.

Таблица 1

Классификация лунных затмений

Класс	Полутеневые		Теневые	
Вид	1—частные	2—полные	3—частные	4—полные
Разновидность	—	—	—	4a — центральные 4b — нецентральные

Как известно из теории затмений [1], угловой радиус земной тени на том расстоянии, на котором находится Луна, равен $1,02(p_{\odot} + p_{\oplus} - r_{\oplus})$.

Угловой радиус земной полутени на том же расстоянии равен $1,02(p_{\odot} + p_{\oplus} + r_{\oplus})$. Здесь и в дальнейшем через p и r обозначены экваториальные горизонтальные параллаксы и радиусы Луны и Солнца соответственно индексам при них.

Для возможности наступления какого бы то ни было лунного затмения максимальное угловое расстояние центра Луны от «антисолнца», т. е. от точки небесной сферы, диаметрально противоположной Солнцу, не должно превышать $1,02(p_{\odot} + p_{\oplus} + r_{\oplus}) + r_{\odot}$.

Все лунные затмения мы подразделяем на два класса — полутеневые и теневые. К классу полутеневых лунных затмений мы относим те, при которых Луна проходит только через земную полутень, не касаясь

земной тени. Если же Луна хотя бы на одно мгновение касается земной тени, то такое лунное затмение мы относим к классу теневых.

Каждый из двух классов лунных затмений мы подразделяем на два вида: полные и частные. Кроме того, вид полных теневых лунных затмений мы подразделили еще на две разновидности: центральные и нецентральные. К центральным лунным затмениям мы относим те лунные затмения, при которых ось конуса земной тени хотя бы на одно мгновение касается лунной поверхности. Остальные теневые полные лунные затмения относятся к разновидности нецентральных.

Теперь перейдем к рассмотрению критериев для классификации лунных затмений. Пусть имеет место внешнее касание диска Луны и земной полутени. Широта Луны в момент полнолуния тогда будет равна по абсолютной величине

$$|\beta_{\zeta}| = [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i', \quad (1)$$

где

$$\operatorname{tg} i' = \frac{|\Delta \beta_{\zeta}|}{\Delta \lambda_{\zeta} - \Delta \lambda_{\odot}}. \quad (2)$$

Согласно А. А. Михайлову [1], величина i' изменяется в пределах от $5^{\circ}17'$ до $5^{\circ}52'$.

В качестве критерия для определения характера лунного затмения используем абсолютное значение геоцентрической широты Луны β_{ζ} в момент полнолуния, т. е. в момент геоцентрического противостояния центров Солнца и Луны по долготе.

Тогда очевидно, что при

$$|\beta_{\zeta}| > [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i' \quad (3)$$

никакое лунное затмение невозможно.

Для определения класса затмения будем иметь следующие критерии: если

$$[1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i' < |\beta_{\zeta}| < [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i', \quad (4)$$

то затмение относится к классу полутеневых;

в случае же

$$0 < |\beta_{\zeta}| < [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i' \quad (5)$$

будем иметь теневое лунное затмение.

Вид затмения определяется следующими критериями: если

$$[1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i' < |\beta_{\zeta}| < [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i', \quad (6)$$

имеем частное полутеневое лунное затмение (вид 1); в случае же

$$[1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i' < |\beta_{\zeta}| < [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i' \quad (7)$$

будет наблюдаться полное полутеневое лунное затмение (вид 2).

Частное теневое затмение (вид 3) будет наблюдаться при

$$[1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i' < |\beta_{\zeta}| < [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i'; \quad (8)$$

и, наконец, при

$$0 < |\beta_{\zeta}| < [1,02(p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i' \quad (9)$$

будем иметь полное теневое лунное затмение (вид 4).

Для определения разновидностей 4а и 4б имеем такие критерии: если

$$0 < |\beta_{\zeta}| < r_{\zeta} \sec i', \quad (10)$$

то затмение центральное (разновидность 4а); если же

$$r_{\zeta} \sec i' < |\beta_{\zeta}| < [1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i', \quad (11)$$

то будет наблюдаться нецентральное полное теневое затмение (разновидность 4б).

Все приведенные нами выше критерии (3)—(11) являются необходимыми и достаточными условиями для определения класса, вида и разновидности лунных затмений. Однако в большинстве случаев вместо приведенных выше критериев (3)—(11) можно пользоваться несколько другими, более простыми критериями. Для получения их нужно подставить в неравенства (3)—(11) максимальные и минимальные значения p_{ζ} , p_{\odot} , r_{\odot} и r_{ζ} так, чтобы в правых их частях получились соответственно максимальные значения. Нужно учесть, что максимальным значениям p_{ζ} и p_{\odot} соответствуют максимальные же значения r_{ζ} и r_{\odot} . Тогда получим, что

при	$ \beta_{\zeta} > 1^{\circ} 36' 42''$	частное полутеневое затмение невозможно,	(12)
"	$ \beta_{\zeta} < 1^{\circ} 26' 14''$	частное полутеневое затмение неизбежно,	(13)
"	$ \beta_{\zeta} > 1^{\circ} 03' 03''$	полное полутеневое затмение невозможно,	(14)
"	$ \beta_{\zeta} < 0^{\circ} 56' 45''$	полное полутеневое затмение неизбежно,	(15)
"	$ \beta_{\zeta} > 1^{\circ} 03' 54''$	частное теневое затмение невозможно,	(16)
"	$ \beta_{\zeta} < 0^{\circ} 53' 28''$	частное теневое затмение неизбежно,	(17)
"	$ \beta_{\zeta} > 0^{\circ} 30' 14''$	полное теневое затмение невозможно,	(18)
"	$ \beta_{\zeta} < 0^{\circ} 23' 58''$	полное теневое затмение неизбежно,	(19)
"	$ \beta_{\zeta} > 0^{\circ} 16' 50''$	центральное затмение невозможно,	(20)
"	$ \beta_{\zeta} < 0^{\circ} 14' 45''$	центральное затмение неизбежно.	(21)

В случаях же:

$$1^{\circ} 36' 42'' > |\beta_{\zeta}| > 1^{\circ} 26' 14'' \quad (22)$$

$$1^{\circ} 03' 03'' > |\beta_{\zeta}| > 0^{\circ} 56' 45'' \quad (23)$$

$$1^{\circ} 03' 54'' > |\beta_{\zeta}| > 0^{\circ} 53' 28'' \quad (24)$$

$$0^{\circ} 30' 14'' > |\beta_{\zeta}| > 0^{\circ} 23' 58'' \quad (25)$$

$$0^{\circ} 16' 50'' > |\beta_{\zeta}| > 0^{\circ} 14' 45'' \quad (26)$$

будут существовать пять областей сомнения, где вопрос о характере лунного затмения может быть решен постановкой точных значений p_{ζ} , p_{\odot} , r_{\odot} , r_{ζ} и $\sec i'$ для данного затмения в соответствующие точные критерии (3)—(11).

Просматривая приведенные выше критерии (22)—(26) для областей сомнения, видим, что критерий (23) полностью перекрывается критерием (24). Следовательно, при

$$1^{\circ} 03' 54'' > |\beta_{\zeta}| > 1^{\circ} 03' 03'' \quad (27)$$

возможно частное теневое или частное полутеневое затмение. Если

$$1^{\circ} 03' 03'' > |\beta_{\zeta}| > 0^{\circ} 56' 45'', \quad (28)$$

возможно частное теневое или частное полутеневое или полное полутеневое затмение. Если же

$$0^{\circ} 56' 45'' > |\beta_{\zeta}| > 0^{\circ} 53' 28'', \quad (29)$$

то возможно или полное полутеневое или частное теневое затмение.

Полные полутеневые лунные затмения (вид 2) являются довольно редким видом лунных затмений. В самом деле: угловая ширина кольца земной полутени d на расстоянии Луны равна:

$$d = 1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) - 1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) = 2,04 r_{\odot}. \quad (30)$$

Предельное угловое расстояние C между краем Луны и краем тени для момента 3-го контакта (начало или конец полного полутеневого лунного затмения) равно:

$$C = 2,04 r_{\odot} - 2 r_{\zeta} = 2 (1,02 r_{\odot} - r_{\zeta}). \quad (31)$$

В пределах этой области C только и возможны полные полутеневые лунные затмения. Ширину этой области при средних значениях r_{\odot} и r_{ζ} , а именно при $r_{\odot} = 16' 00''$ и $r_{\zeta} = 15' 43''$, получаем равной

$$C = 1' 12''. \quad (32)$$

Из соотношения (31) также получаем, что при

$$1,02 r_{\odot} < r_{\zeta} \quad (33)$$

полное полутеневое затмение невозможно, так как в этом случае угловая ширина кольца полутени меньше углового диаметра Луны.

Максимально возможная величина наибольшей фазы полного полутеневого лунного затмения определяется из соотношения

$$g_{\max} = \frac{1,02 r_{\odot}}{r_{\zeta}}.$$

Отсюда, при максимальном значении r_{\odot} и минимальном значении r_{ζ} по А. А. Михайлову [1], а именно при $r_{\odot} = 16' 16''$ и $r_{\zeta} = 14' 41''$, получаем

$$g_{\max} = 1,13.$$

В заключение рассмотрим два примера.

1. Определим вид лунного затмения 16—17 сентября 1959 г. Из Астрономического ежегодника СССР на 1959 г. находим момент полнолуния $T = 0^h 51^m 17$ сентября 1959 г.

Для этого момента интерполированием находим $|\beta_{\zeta}| = 0^{\circ} 58' 16'', 8$. Это значение $|\beta_{\zeta}|$ попадает в область сомнения между критериями (14) и (15). Просматривая критерии (22) — (26), видим, что данная область сомнения соответствует критерию (23). Следовательно, на основании соотношения (28) заключаем, что в нашем случае возможно частное полутеневое, полное полутеневое или частное теневое затмение.

Для дальнейшего исследования находим для момента полнолуния:

$$p_{\zeta} = 56' 19'', 10, \quad i' = 5^{\circ} 35' 52'';$$

$$p_{\odot} = 8'', 75, \quad \sec i' = 1,00249;$$

$$r_{\zeta} = 15' 20'', 78; \quad [1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i' = 0^{\circ} 58' 47'', 1;$$

$$r_{\odot} = 15' 56'', 24; \quad [1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i' = 0^{\circ} 56' 57'', 4.$$

Так как $|\beta_{\zeta}| < [1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} + r_{\odot}) - r_{\zeta}] \sec i'$, то на основании критерия (6) заключаем, что данное затмение не может быть частным полутеневым.

Но, с другой стороны, поскольку

$$|\beta_{\zeta}| > [1,02 (p_{\zeta} + p_{\odot} - r_{\odot}) + r_{\zeta}] \sec i',$$

то на основании критерия (8) заключаем, что оно не может быть и частным тeneвым. Следовательно, данное затмение может быть только полным полутeneвым, т. е. оно относится к виду 2. Критерий (7) подтверждает это наше заключение.

2. Определим теперь вид лунного затмения 13—14 мая 1957 г. Из Астрономического ежегодника СССР на 1957 г. находим, что для момента полнолуния $T = 22^h 34^m$ 13 мая 1957 г. $|\beta_c| = 0^\circ 17' 44''{,}8$. Отсюда на основании критерия (19) сразу заключаем, что затмение будет полным тeneвым (вид 4), а критерий (20) показывает, что оно будет нецентральный (разновидность 4b). Итак мы нашли, что лунное затмение 13—14 мая 1957 г. будет нецентральный полным тeneвым.

Иркутск, март 1957 г.

Иркутская городская астрономическая
обсерватория Гос. университета
им. А. А. Жданова

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. А. А. Михайлов. Теория затмений, изд. 2. Гостехиздат, 1954.
2. Н. Г. Полозова. О предвычислении полутeneвых лунных затмений. Бюлл. Ин-та теорет. астрон., 6, № 3 (76), 1955.
3. A. P o g o. Classification of Solar and Lunar eclipses. Popular Astronomy, 45, 10, 1937.
4. Астрономический ежегодник СССР на 1957 год. Изд-во АН СССР, 1954.
5. Астрономический ежегодник СССР на 1959 год. Изд-во АН СССР, 1956.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

НАБЛЮДЕНИЯ ЧАСТНОГО ЛУННОГО ЗАТМЕНИЯ
24 МАРТА 1959 г.

М. А. Мильхикер

Наблюдения производились в г. Черновцы ($\varphi = 48^{\circ}17'$, $\lambda = 1^{\text{h}}43^{\text{m}}48^{\text{s}}$). Наибольшая фаза затмения (по Астрономическому календарю) 0,270 диаметра Луны. Время отмечалось по наручным часам «Спортивные» (время московское декретное). Поправка и ход часов определялись по радио. Для наблюдения контактов также был использован выверенный секундомер «Never».

Фотографирование фаз затмения производилось при помощи зеркального фотоаппарата «Любитель» светосилой 1 : 4,5 и приставленного к нему призмленного полевого бинокля 30 мм \times 8 с просветленной оптикой. При фотографировании была поставлена диафрагма 4,5 и давалась выдержка 0,1 сек.

Интегральная фотографическая фотометрия лунного света производилась при помощи безобъективной камеры, которая была изготовлена автором из зеркальной фотокамеры «Комсомолец». С этой целью из объектива фотокамеры были удалены линзы и поставлена постоянная диафрагма с диаметром отверстия 6 мм. Со стороны пленки была вставлена пластина, имеющая в центре отверстие диаметром 10 мм.

При фотометрии давалась выдержка в 1 сек., съемка производилась почти все время с интервалами в 10 мин. (см. таблицу изменения интегрального блеска Луны во время затмения на стр. 35).

Фотометрическая шкала получена на той же пленке при помощи глухого фонарика с лампочкой на 2,5 в с прямой нитью накала, закрытой матово-молочным стеклом. Всего получено 13 кружков — эталонов различной густоты; выдержка при печати шкалы давалась также в 1 сек. Сила света регулировалась при помощи ирисовой диафрагмы фотоаппарата.

Фотографирование фаз затмения и интегральная фотографическая фотометрия лунного света производились на фотопленке Агфа-изопан (противореальной) чувствительностью 17/10 дин. Пленки проявлены ускоренным метоло-гидрохиноновым мелкозернистым проявителем сразу же после наблюдения.

Во время затмения также производились наблюдения в бинокль 30 мм \times 8 и простым глазом за изменением окраски диска Луны, видимостью лунных объектов, состоянием погоды.

ОБЩИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

20 ч. 50 м. Луна находится в восточной части небосвода, на высоте приблизительно 45° от горизонта. Все небо подернуто легкими вуалеобразными перистыми (Ci) облаками, сквозь которые слабо просвечивают звезды.

21 ч. 11 м. Возле диска Луны наблюдается слегка желтоватый венец небольшого диаметра (радиусом около трех диаметров Луны). Идет полутеневое затмение.

21 ч. 52 м. Возле диска Луны на том же расстоянии наблюдается венец, в котором преобладают желтые, розовые и фиолетовые цвета, а на расстоянии десяти диаметров заметен слабый белесоватый круг.

22 ч. 10 м. Ореол вокруг Луны почти исчез. Верхняя левая часть лунного диска кажется посередевшей.

22 ч. 17 м. 17 с. Замечен первый контакт.

22 ч. 22 м. Луна поднялась над горизонтом выше, стала ярче. Вуаль становится меньше.

22 ч. 30 м. Затменная часть лунного диска пепельно-серого цвета, а незатменная — серебристо-белого. Затменный край Луны серо-черного цвета и сливается с фоном неба. Покрытое тенью Море Холода не видно (в бинокль).

22 ч. 40 м. Обычно хорошо видимые невооруженным глазом темные и светлые очертания лунного диска видны нечетко (причиной, по-видимому, является вуаль С_i). Затменная часть Луны стала светлее, так что просматривается затменный край Луны, сливавшийся ранее с фоном неба, но детали Луны, погруженные в тень, по-прежнему неразличимы в бинокль. Окраска затменной и светлой части Луны не замечается.

22 ч. 48 м. Возле Луны вновь появился желто-оранжевый венец радиусом около двух диаметров Луны.

22 ч. 55 м. Переход от тени к полутени имеет слабо желтоватую окраску. Тень густая, серо-черная, деталей не видно (наблюдение в бинокль).

23 ч. 04 м. Желтоватая окраска на границе тени и полутени исчезла. Море Холода, кратеры Эндимион и Платон, Залив Росы, Озеро Снов, Альпы и Кавказ, кратеры Посидоний, Архимед, часть Моря Дождей, часть Океана Бурь сквозь покрывающую их тень не видны (оценка в бинокль). Центральная часть лунного диска серого цвета, тень серо-черная, незатменный край стал более ярким.

23 ч. 15 м. Во время наибольшей фазы затмения цветной окраски не наблюдалось, тень по-прежнему очень густая, детали не видны (в бинокль). Вокруг Луны радиусом в полтора ее диаметра наблюдается слабый белесоватый ореол.

23 ч. 25 м. Наиболее яркая незатменная правая нижняя часть Луны серебристо-белого цвета, а наиболее темная затменная левая верхняя часть черно-серая.

23 ч. 32 м. Белесоватый ореол вокруг диска Луны почти исчез. Снова стал заметен желтоватый оттенок в переходе от тени к полутени. Детали на затменной части диска Луны по-прежнему неразличимы в бинокль. Вуалеобразные С_i и дымка по горизонту продолжают удерживаться.

23 ч. 37 м. Белесоватый ореол, наблюдавшийся вокруг диска Луны, исчез. Звезды видны слабо.

23 ч. 42 м. Тень на диске Луны имеет серо-черный пепельный цвет, более светлый, однако, чем ранее. Детали на поверхности диска Луны сквозь тень по-прежнему не видны, хотя затменный край лунного диска просматривается на фоне неба. Незатменная крайняя часть Луны имеет серебристо-белый цвет, центр — серебристо-серый (в бинокль). Тень переместилась в верхнюю часть диска и наполовину закрыла Море Ясности, Море Кризисов и гряды Тавр.

23 ч. 52 м. Переход от тени к полутени приобрел серо-желтый цвет, тень серо-черная, без цветной окраски. От тени освободились Море Кризисов, Море Ясности, гряда Тавр, Кавказ, кратеры Посидоний и Архимед. Серо-желтая кайма перехода тени в полутень покрывает половину Моря Кризисов и соприкасается с северо-восточным краем Моря Ясности.

Море Холода, кратеры Эндимион, Платон, Альпы, Залив Радуг, Залив Росы сквозь тень не видны (в бинокль).

0 ч. 06 м. 43 с. — четвертый контакт. Тень покинула диск Луны, окончилось частное затмение. После схода тени на лунном диске некоторое время оставалась серо-желтая кайма перехода от тени к полутени. Верхняя часть диска Луны остается серее, чем центральная и нижняя части лунного диска.¹

1 ч. 30 м. Диск Луны посветлел, окончилось полутеневое затмение.

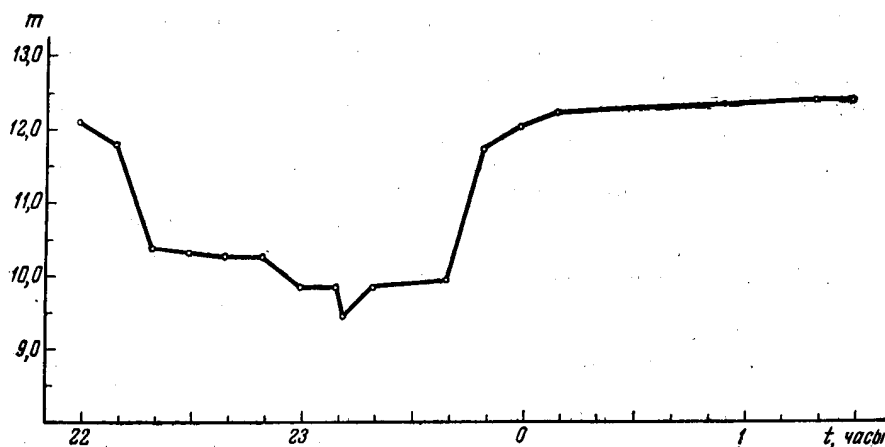
В течение всего затмения тень Земли была темной, сквозь нее детали на поверхности Луны не были видны в бинокль. Переход от тени к полутени в течение почти всего времени затмения имел желтоватый оттенок.

Сравнение наблюдаемых моментов контактов с приведенными в Астрономическом календаре дает следующее:

	O	C	O—C
I контакт	22 ч. 17 м. 17 с.	15 м. 48 с.	+1 м. 29 с.
IV контакт	0 ч. 06 м. 43 с.	06 м. 36 с.	+0 м. 07 с.

ИНТЕГРАЛЬНАЯ ФОТОГРАФИЧЕСКАЯ ФОТОМЕТРИЯ ЛУННОГО СВЕТА БЕЗОБЪЕКТИВНОЙ ФОТОКАМЕРОЙ

В табл. 1 и на фиг. 1 приведены оценки уменьшения блеска Луны во время затмения, полученные путем глазомерного сравнения плотности



Фиг. 1. Кривая изменения звездной величины Луны во время частного лунного затмения 24 марта 1959 г.

почернения с нашей шкалой (σ — расстояние центра Луны от центра тени в радиусах Луны).

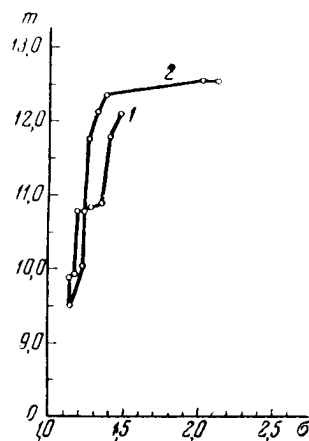
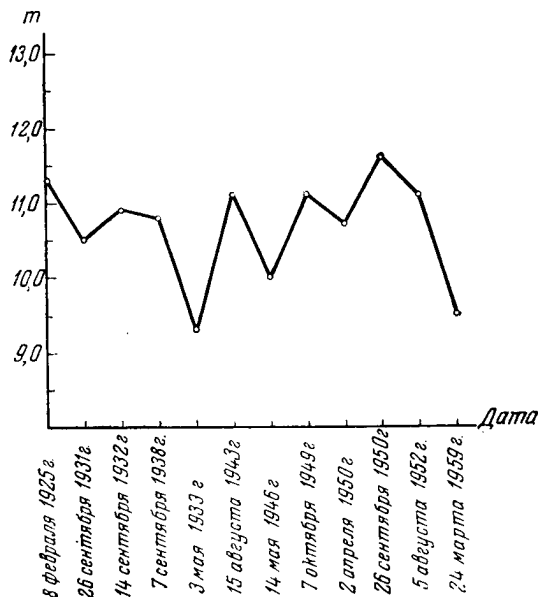
Данные, полученные в результате обработки фотометрических наблюдений во время затмения, свидетельствуют, что звездная величина лунного диска изменилась от начала затмения до его наибольшей фазы с $12^m,55$ до $9^m,50$, т. е. уменьшилась на $3^m,05$. Изменение звездной величины g с σ показано на фиг. 2.

Сравнивая значение g_{\min} при наименьшей $\sigma = 1,17$ для данного лунного затмения, для которого $g_{\min} = 9^m,50$, со значениями g при той же σ для ряда наблюдавшихся ранее другими наблюдателями затмений, видим, что данное затмение Луны было темнее затмений 8 февраля 1925 г.,

Таблица 1

Изменение интегрального блеска Луны во время затмения

№ снимка	Момент	Уменьшение блеска Луны в звездных величинах	σ
1	21 ^h 59 ^m 58 ^s	0,45	1,48
2	22 09 58	0,75	1,40
3	22 19 58	1,65	1,34
4	22 29 57	1,70	1,28
5	22 39 57	1,75	1,23
6	22 49 57	1,75	1,20
7	22 59 57	2,62	1,18
8	23 09 57	2,62	1,17
9	23 11 09	3,05	1,17
10	23 19 57	2,62	1,17
11	23 29 57	2,62	1,19
12	23 39 57	2,50	1,22
13	23 49 56	0,75	1,27
14	23 59 56	0,36	1,32
15	0 09 56	0,16	1,38
16	1 19 56	0,00	2,01
17	1 29 55	0,00	2,12

Фиг. 2. График зависимости m от σ для двух ветвей: нисходящей (1) и восходящей (2) частного лунного затмения 24 марта 1959 г.Фиг. 3. Звездная величина Луны во время ряда лунных затмений при одинаковой фазе ($\sigma = 1,17$)

26 сентября 1931 г., 14 сентября 1932 г., 7 ноября 1938 г., 15 августа 1943 г., 14 мая 1946 г., 7 октября 1949 г., 2 апреля 1950 г., 26 сентября 1950 г., 5 августа 1952 г. [3], так как при той же σ их m оказалось ближе к блеску незатменного диска Луны.

Однако данное затмение оказалось светлее лунного затмения 3 мая 1939 г., у которого при данной фазе звездная величина диска Луны

оказалась равной $9^m,30$, в то время как при данном затмении звездная величина диска Луны равна $9^m,50$.

Таким образом, наблюдавшееся затмение при наибольшей его фазе оказалось темнее десяти затмений при такой же фазе, и лишь одно затмение оказалось светлее его (фиг. 3).

То, что наблюдавшееся затмение было аномально темным, возможно объясняется наличием в период затмения тонких вуалеобразных S_1 .

При наблюдении затмения было сделано 12 снимков фаз, но из-за неисправности затвора фотоаппарата изображения лунного диска на фотопленке оказались смазанными.

Черновцы, апрель 1959 г.

Московское отделение ВАГО

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Астрон. календарь на 1959 г. М., Физматгиз. 1958, стр. 64—68.
 2. Н. Н. Сытинская. Инструкция для наблюдения Луны и лунных затмений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
 3. Н. Н. Сытинская. Луна и ее наблюдения. М., Гостехиздат, 1956, стр. 227.
-

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

НАБЛЮДЕНИЯ МЕТЕОРНЫХ ПОТОКОВ В 1957 г.

А. И. Никишкин

В 1957 г. 22—25 апреля мною проводились наблюдения Лирид в Рязани, 16—25 июля — наблюдения Персеид и β -Кассиопеид в Солотче Рязанской области и 2—20 августа — в Рязани. Данные о наблюдениях потока Лирид приведены в табл. 1, двух других потоков — в табл. 2.

Таблица 1

Дата	Общее число метеоров	Число Лирид	Чистое время
IV 22—23	4	4	2 ^h 07 ^m
24—25	4	0	1 45
25—26	3	1	1 24

За 5^h 16^m наблюдений зарегистрировано 11 метеоров, из них потоку Лирид принадлежит пять. Среднее часовое число (число метеоров в 1 час) — 0,95.

Таблица 2

Дата	Общее число метеоров	Из них принадлежит потоку		Чистое время
		Персеид	β -Кассиопеид	
VII 16—17	0	0	0	1 ^h 00 ^m
17—18	8	3	4	3 00
19—20	5	2	3	2 00
20—21	11	3	4	3 00
21—22	7	0	5	1 05
24—25	14	1	6	3 00
25—26	10	2	3	1 44
VIII 2—3	2	0	2	0 14
3—4	31	10	11	4 00
4—5	20	7	5	3 00
10—11	28	26	—	4 00
11—12	62	57	—	5 00
12—13	48	45	—	4 00
13—14	27	26	—	4 00
16—17	2	1	—	1 00
19—20	9	6	—	4 00
20—21	3	3	—	3 00

Метеоры были белого и бело-желтого цвета яркостью от 1,5 до 5-й звездной величины. Следов эти метеоры не оставляли. Из-за облачной погоды максимума Лирид наблюдать не удалось.

Максимум потока Персеид пришелся на ночь с 11 на 12 августа, максимум же потока Кассиопеид наблюдать не удалось из-за облачной, дождливой погоды. Отсутствие метеоров в потоке Персеид 21 июля и 2 августа объясняется малой продолжительностью наблюдений в эти ночи. Интересно отметить, что по наблюдениям поток Кассиопеид начал действовать в этом году 17 июля, а не 19-го, как указывается в каталогах.

Распределение метеоров обоих потоков по звездным величинам приведено в табл. 3.

Таблица 3

Звездные величины	—1	—0,5	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0
Персеиды	6	9	11	9	5	23	25	48	18	29	7	1	1
β -Кассиопеиды	0	2	0	1	1	1	3	7	5	17	6	0	0

Поскольку метеоры одного и того же потока имеют сходную скорость, то табл. 3 по существу показывает распределение метеорных тел по массе. В потоке Персеид 71% метеоров имеет блеск от 1 до 2,5 звездных величин. Это свидетельствует о преобладании в этом потоке крупных метеорных частиц.

По цвету метеоры были различной окраски: от светло-голубого до оранжевого, причем почти половина метеоров (46%) потока Персеид была белого цвета, а вместе с голубоватыми метеорами она составляет 80% всех метеоров, что также свидетельствует о высокой скорости метеоров. Как показали наблюдения, цвет метеоров сильно зависит от зенитного расстояния: чем ближе метеор к горизонту, тем краснее его окраска.

По угловым скоростям полета ω метеоры распределились следующим образом (табл. 4).

Таблица 4

ω , град/сек	0—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80
Персеиды	10	43	65	39	17	11	6	1
β -Кассиопеиды	1	9	14	5	6	2	2	3

Чем метеор дальше от радианта, тем более высокой угловой скоростью он обладает. Подавляющее большинство метеоров потока β -Кассиопеид и особенно Персеид обладает высокими угловыми скоростями. Малые угловые скорости, как правило, наблюдались только у метеоров, находившихся недалеко от радианта. Это объясняется тем, что такие метеоры летели почти прямо на наблюдателя. Стационарных метеоров не наблюдалось.

Следы оставляли лишь наиболее яркие метеоры из потока Персеид (35 метеоров, т. е. 18%). Из потока же Кассиопеид только один метеор оставил след. Сводка продолжительности видимости следов приведена в табл. 5, в которой 35 следов принято за 100%.

Т а б л и ц а 5

Продолжительность видимо- сти следа, сек	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—3,0	3,0—4,0	>4,0
Число метеоров потока Пер- сеид, %	31,4	48,6	5,7	8,5	2,9	2,9

Следы большей частью были белого цвета. Один след метеора, близкого к стационарному, имел угловую ширину 10'.

Рязань, декабрь 1958 г.

Рязанское отделение ВАГО

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34).

УПРОЩЕННЫЙ СПОСОБ РЕДУКЦИИ КООРДИНАТ
ПРИ ФОТОГРАФИЧЕСКОЙ ФОТОМЕТРИИ
СЕРЕБРИСТЫХ ОБЛАКОВ

О. Б. Васильев

Основная задача фотографической фотометрии серебристых облаков — получение распределения яркости (или альбедо) по полю серебристых облаков из измерений оптических плотностей точек фотоснимка. Условия видимости отдельных деталей зависят от их пространственного расположения, характеризующегося небесными координатами и высотой над поверхностью Земли. Поэтому при обработке фотометрических наблюдений серебристых облаков необходимо не только промерять оптические плотности отдельных точек негатива, но и измерять их небесные координаты. Точность таких измерений не должна быть меньше $0^{\circ},1$. При измерениях малоформатных снимков, полученных камерами «ФЭД», «Зоркий» и т. д., с размерами кадра 24×36 мм, это соответствует точности измерений на снимке порядка 0,1 мм; при измерениях крупноформатных снимков, получаемых на аэрофотосъемочных камерах, с размерами кадра 18×24 см, — соответственно, порядка 0,5 мм.

При абсолютных фотометрических наблюдениях серебристых облаков для введения поправок за атмосферную экстинкцию при больших зенитных расстояниях требуется знание высоты над горизонтом измеренных точек с еще большей точностью, во всяком случае не меньшей $1'$, что соответствует точности измерений на упомянутых выше малоформатных снимках порядка 0,01 мм.

При фотометрической обработке негативов, для учета яркости заревого сегмента, накладывающейся на изучаемое поле серебристых облаков, приходится делать вертикальные разрезы с замером оптической плотности большого количества точек (до 200 точек в одном разрезе). При таком большом количестве измеренных точек применение обычных астрометрических способов редукции координат оказывается весьма трудоемким и практически невозможным. Исходя из требований указанной выше точности и специфики фотометрической обработки, нами был разработан упрощенный способ редукции координат.

§ 1. СИСТЕМЫ КООРДИНАТ И ОСНОВНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

При обработке снимков на измерительном приборе мы будем получать прямоугольные линейные координаты точек x и y . Для удобства обработки, во время наблюдений будем нивелировать камеры так, чтобы одна из сторон кадра была параллельна плоскости горизонта, а в измерительном приборе будем располагать снимок так, чтобы эта сторона кадра была

параллельна оси абсцисс. Будем делать вертикальные разрезы так, что для данного разреза x будет оставаться постоянным для всех точек. Измеренные прямоугольные координаты точек следует привести к оптическому центру снимка, в качестве которого мы можем в данном случае взять просто центр кадра. Положение центра кадра определим из координат углов кадра (фиг. 1) по формулам:

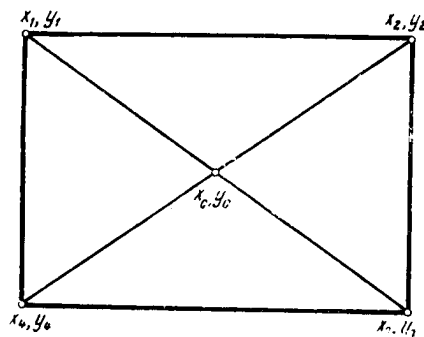
$$x_c = \frac{x_1 + x_3}{2}, \quad (1)$$

$$y_c = \frac{y_1 + y_3}{2}, \quad (2)$$

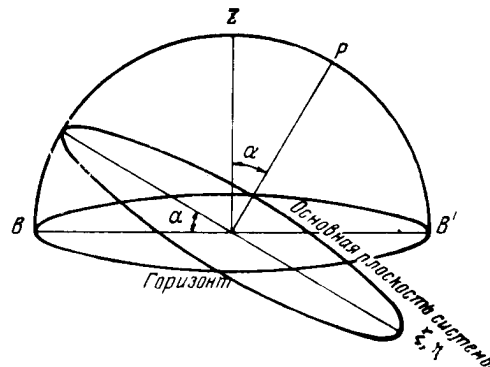
$$x_c = \frac{x_2 + x_4}{2}, \quad (1a)$$

$$y_c = \frac{y_2 + y_4}{2}, \quad (2a)$$

Совпадение результатов, полученных отдельно по формулам (1), (2), и (1a), (2a) является хорошим контролем правильности измерений.



Фиг. 1. Определение положения центра кадра



Фиг. 2. Положение на небесной сфере системы сферических координат ξ и η

Приведение координат к оптическому центру снимка осуществляем по известным формулам:

$$X = x - x_c, \quad (3)$$

$$Y = y - y_c, \quad (4)$$

X будет также постоянно для всех точек одного и того же разреза. Полученные указанным выше образом координаты X и Y будут идеальными.

Введем вспомогательную систему небесных сферических координат ξ и η , основная плоскость которой расположена параллельно стороне кадра, в свою очередь параллельной плоскости горизонта. Тогда, исходя из того, что фотографическое изображение неба есть его центральная проекция через вторую главную точку объектива на плоскость снимка, получим связь идеальных координат X и Y с введенной системой сферических координат в следующем виде:

$$X = \frac{\rho \cos \eta \sin (\xi - \xi_0)}{\sin \eta \sin \eta_0 + \cos \eta \cos \eta_0 \cos (\xi - \xi_0)}, \quad (5)$$

$$Y = \rho \frac{\sin \eta \cos \eta_0 - \cos \eta \sin \eta_0 \cos (\xi - \xi_0)}{\sin \eta \sin \eta_0 + \cos \eta \cos \eta_0 \cos (\xi - \xi_0)}. \quad (6)$$

Здесь ξ считается так же, как A в горизонтальной системе небесных координат, а η — соответственно, как h ; ξ_0 и η_0 — координаты оптического центра снимка в сферической системе небесных координат ξ и η ; ρ — фокусное расстояние камеры. Вывод формул (5) и (6) имеется в книге Е. Я. Бугославской «Фотографическая астрометрия».

Рассмотрим теперь связь сферической системы координат ξ и η с горизонтальной системой небесных координат. Положение системы ξ и η на небесной сфере показано на фиг. 2. Очевидно, что система ξ и η связана с горизонтальной системой небесных координат так же, как связана с последней система экваториальных небесных координат, причем роль φ выполняет угол $90^\circ - \alpha$. Таким образом, прямой и обратный переход от ξ и η к A и h дается формулами:

$$\sin h = \cos \alpha \sin \eta + \sin \alpha \cos \eta \cos (\xi - \xi_0), \quad (7)$$

$$\sin (A - A_0) = \frac{\cos \eta \sin (\xi - \xi_0)}{\cos h}, \quad (8)$$

$$\sin \eta = \cos \alpha \sin h - \sin \alpha \cos h \cos (A - A_0), \quad (9)$$

$$\sin (\xi - \xi_0) = \frac{\cos h \sin (A - A_0)}{\cos \eta}. \quad (10)$$

Здесь A_0 — азимут точки B (см. фиг. 2).

§ 2. РЕДУКЦИЯ КООРДИНАТ

Редукцию идеальных координат X и Y в горизонтальную систему небесных координат будем проводить не непосредственно, а через вспомогательную систему сферических координат ξ и η . Эту систему выбираем так, чтобы $\xi_0 = 0$ и $\eta_0 = 0$. Тогда формулы (5) и (6) принимают более простой вид:

$$X = \rho \operatorname{tg} \xi, \quad (11)$$

$$Y = \rho \operatorname{tg} \eta \sec \xi. \quad (12)$$

Или обратные соотношения:

$$\operatorname{tg} \xi = \frac{1}{\rho} \cdot X, \quad (13)$$

$$\operatorname{tg} \eta = \frac{1}{\rho} \cos \xi \cdot Y. \quad (14)$$

Так как X постоянно для всех точек одного разреза, то постоянно будет и ξ , а также величина $\frac{1}{\rho} \cos \xi$.

Переход от ξ и η к A и h осуществляется по формулам (7) и (8), которые принимают вид:

$$\sin h = \cos h_0 \sin \eta + \sin h_0 \cos \eta \cos \xi, \quad (15)$$

$$\sin (A - A_0) = \frac{\cos \eta \sin \xi}{\cos h}. \quad (16)$$

Здесь A_0 и h_0 — горизонтальные координаты оптического центра камеры.

Формулы (15) и (16) мы упростим, помня, что по A нам требуется точность в $0^\circ, 1$, а по h — в $1'$, и исходя из следующих условий:

$$\begin{aligned} |\xi| &\leq 19^\circ, \\ |\eta| &\leq 13^\circ, \\ h_0 &\approx 10^\circ. \end{aligned} \quad (17)$$

Первые два из условий (17) определяются размерами кадра, последнее — условиями съемки (см. § 3).

Преобразуем вначале формулу (15). Возьмем для $\cos \xi$ приближенное значение, равное $1 - \frac{1}{2} \sin^2 \xi$. Тогда формула (15) перепишется следующим образом:

$$\sin h = \sin(\eta + h_0) - \frac{1}{2} \sin h_0 \sin^2 \xi \cos \eta. \quad (18)$$

$\cos \eta$ мало отличается от единицы, кроме того, он умножается во втором члене правой части (18) на малую величину $\frac{1}{2} \sin h_0 \sin^2 \xi$, поэтому в формуле (18) можем заменить $\cos \eta$ на единицу. Таким образом, будем иметь

$$\sin h = \sin(\eta + h_0) - \frac{1}{2} \sin h_0 \sin^2 \xi. \quad (19)$$

В действительности имеют место следующие неравенства:

$$\begin{aligned} 1 - \frac{1}{2} \sin^2 \xi &\geq \cos \xi, \\ \cos \eta &\leq 1. \end{aligned} \quad (20)$$

Перепишем формулу (19) еще раз в следующем виде:

$$\sin h = \sin(\eta + h_0) - \Delta \sin h_0, \quad (21)$$

где

$$\Delta \sin h_0 = \frac{1}{2} \sin h_0 \sin^2 \xi. \quad (22)$$

Так как ξ постоянно для всех точек одного разреза, то, очевидно, и величина $\Delta \sin h_0$ будет также постоянна для всех точек того же разреза. Так как величина $\Delta \sin h_0$ мала, то в формуле (21) мы можем перейти от синусов к углам и записать ее в следующем виде:

$$h = \eta + (h_0 - \Delta h'_0). \quad (23)$$

Величина $\Delta h'_0$ дается формулой:

$$\Delta h'_0 = \frac{\Delta \sin h_0}{a}, \quad (24)$$

где a — изменение $\sin(\eta + h_0)$ при изменении угла $\eta + h_0$ на $1'$, может быть вычислено по формуле

$$a = \sin 1' \cos(\eta + h_0) \approx \sin 1' \cos h. \quad (25)$$

При изменении h , a меняется приблизительно от 0,00029 до 0,00027. Величина $\Delta h'_0$ будет меняться вдоль разреза, так как будет меняться величина a . Но это изменение составит не более $2'$ при максимальном удалении разреза от оптического центра снимка. Величину h , на которой происходит изменение $\Delta h'_0$, можно вычислить по (24) и (25).

Займемся теперь преобразованием формулы (16). Согласно формуле (23) $\eta = h - (h_0 - \Delta h'_0)$. Подставляя это значение для η в формулу (16), получим

$$\sin(A - A_0) = \sin \xi \cos h_0 + \sin \xi \sin h_0 \operatorname{tg} h \quad (26)$$

или

$$\sin(A - A_0) = \sin(A - A_0)_0 + \sin \xi \sin h_0 \operatorname{tg} h, \quad (27)$$

где $(A - A_0)_0$ — разность азимутов для точки разреза, находящейся на горизонте, которую определим по формуле

$$\sin(A - A_0)_0 = \sin \xi \cos h_0. \quad (28)$$

В формуле (27) заменим $\operatorname{tg} h$ на приближенное значение, равное $h^\circ \cdot \operatorname{tg} 1^\circ$. Тогда получим:

$$\sin(A - A_0) = \sin(A - A_0)_0 + \sin \xi \sin h_0 \operatorname{tg} 1^\circ \cdot h^\circ. \quad (29)$$

Перейдем далее от синусов к углам в формуле (29), так как величина $\sin \xi \sin h_0 \operatorname{tg} 1^\circ \cdot h^\circ$ мала,

$$(A - A_0) = (A - A_0)_0 + \Delta A^\circ, \quad (30)$$

где

$$\Delta A^\circ = \sin \xi \sin h_0 \cdot h^\circ. \quad (31)$$

В (31) мы приняли, что $\sin 1^\circ \approx \operatorname{tg} 1^\circ$.

В формуле (31) величина $\sin \xi \sin h_0$ будет постоянна для всех точек одного разреза. Нас интересуют изменения азимута точек в $0^\circ,1$ при изменении их высоты. Из формулы (31) мы можем найти, при каком изменении высоты азимут точки меняется на $+0^\circ,1$:

$$\Delta h^\circ = 0^\circ,1 \operatorname{cosec} \xi \operatorname{cosec} h_0. \quad (32)$$

Таким образом, формулы (15) и (16) мы свели к простейшим формулам (23) и (30). Схема вычислений по этим формулам будет иметь следующий вид:

y	Y	$\operatorname{tg} \eta$	η	h	$h + d$	$h + d + r$	A
-----	-----	--------------------------	--------	-----	---------	-------------	-----

d в схеме — дисторсия объектива, r — средняя рефракция. Вычисление дисторсии объектива будет рассмотрено в следующем параграфе. Сейчас же поясним на примере вычисление A и h точек поля серебристых облаков по выведенным формулам.

Пример. Возьмем разрез с $X = 18$ мм (максимальное удаление от оптического центра снимка). Пусть также известны $h_0 = 10^\circ$, $A_0 = 170^\circ$ и $\rho = 52,4$ мм.

Для данного разреза по формуле (13) получим

$$\operatorname{tg} \xi = 0,01908 \cdot 18 = 0,3434,$$

т. е. $\xi = 18^\circ 57'$.

Находим $\cos \xi = 0,9458$ и вычисляем

$$\frac{1}{\rho} = 0,01805.$$

Величины Y , вычисленные по формуле (4) и записанные во второй колонке нашей схемы, умножаем на арифмометре на постоянное число 0,01805 и получаем в третьей колонке величину $\operatorname{tg} \eta$. По таблицам находим η и записываем это в четвертую колонку. Далее по формуле (22) вычисляем $\Delta \sin h_0$:

$$\Delta \sin h_0 = 0,5 \cdot 0,1736 \cdot 0,1054 = 0,009149.$$

По формуле (24) находим:

$$\Delta h'_{\min} = \frac{0,009149}{0,00029} = 32',$$

$$\Delta h'_{\max} = \frac{0,009149}{0,00027} = 34'.$$

Найдем, при каких значениях h $\Delta h'$ переходит из $32'$ в $33'$ и из $33'$ в $34'$. Берем $\Delta h'_1 = 32',5$ и $\Delta h'_2 = 33',5$ и вычисляем для них опять же по формуле (24) значения a :

$$a_1 = \frac{0,009149}{32,5} = 0,0002815,$$

$$a_2 = \frac{0,009149}{33,5} = 0,0002731.$$

Теперь по формуле (25) найдем значения h , при которых меняется $\Delta h'_0$.

$$\cos h_1 = \frac{0,0002815}{0,0002909} = 0,9677,$$

$$\cos h_2 = \frac{0,0002731}{0,0002909} = 0,9388,$$

$$h_1 = 14^\circ 36', \quad h_2 = 20^\circ 09'.$$

Значения $h_0 - \Delta h'_0$ приведены ниже:

h	$h_0 - \Delta h'_0$
$0^\circ - 14^\circ 36'$	$9^\circ 28'$
$14^\circ 36' - 20^\circ 09'$	$9^\circ 27'$
$> 20^\circ 09'$	$9^\circ 26'$

h (пятая колонка схемы) находится прибавлением найденного значения $h_0 - \Delta h'_0$ к η . Дисторсия и рефракция вводятся по таблицам. Для вычисления A (восьмая колонка схемы) найдем по формуле (32) величину Δh° :

$$\Delta h^\circ = 0^\circ,1 \cdot 3,080 \cdot 5,760 = 1^\circ,77 = 1^\circ 46'.$$

Далее находим по формуле (28) величину $(A - A_0)_0$:

$$(A - A_0)_0 = 18^\circ 39'.$$

Отсюда, очевидно, азимут точки разреза, лежащей на горизонте, $A^\circ = 188^\circ 39' \approx 188^\circ,6$.

Таким образом, в последней колонке схемы у точки с $h = 0$ приписываем $A = 188^\circ,6$; далее, если $\xi > 0$, через каждые $1^\circ 46'$ по высоте прибавляем к этому азимуту по $0^\circ,1$, если же $\xi < 0$, то вычитаем по $0^\circ,1$. В нашем примере следует прибавлять.

§ 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ОПТИЧЕСКОГО ЦЕНТРА СНИМКА НА НЕБЕСНОЙ СФЕРЕ И ПОСТРОЕНИЕ КРИВОЙ ДИСТОРСИИ ОБЪЕКТИВА

В предыдущем параграфе мы предполагали координаты оптического центра снимка A_0 и h_0 известными. Сейчас мы рассмотрим способы их определения.

Для определения положения оптических осей камер необходимо на снимках серебристых облаков иметь точки с известными горизонтальными координатами. В качестве таких точек можно использовать имеющиеся на горизонте детали или ориентиры, для чего камеры при съемке следует располагать так, чтобы на снимке внизу кадра получался горизонт. Если таких деталей нет, то для этой цели могут быть использованы изображения звезд.

Для ориентиров, так же как и для точек поля, вычисляем ξ и η . Затем по формуле (8) находим $(A - A_0)$. А нам известно, следовательно, для каждого ориентира находим A_0 . Отбрасываем ориентиры с $(h - h_0)$, $(A - A) \geq 10^\circ$, для остальных найденные A_0 усредняем.

Выведем формулу для определения h_0 . Для этой цели используем уравнения (7) и (9). Умножая первое из них на $\sin h$, а второе на $-\sin \eta$, получим:

$$\sin^2 h - \sin^2 \eta = \sin h_0 [\cos \eta \sin h \cos \xi + \sin \eta \cos h \cos (A - A_0)]. \quad (33)$$

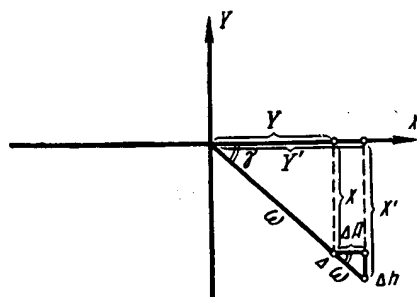
Из (33) найдем:

$$\sin h_0 = \frac{\sin^2 h - \sin^2 \eta}{\cos \eta \sin h \cos \xi + \sin \eta \cos h \cos (A - A_0)}. \quad (34)$$

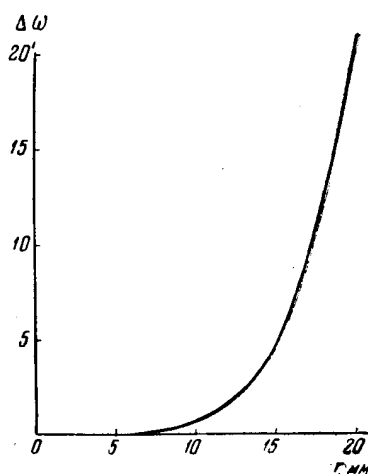
Для земных ориентиров h очень мало, так как они расположены вблизи горизонта, и формула (34) может быть еще упрощена заменой ξ на $(A - A_0)$ в знаменателе дроби:

$$\sin h_0 = \frac{\sin^2 h - \sin^2 \eta}{\sin (\eta + h) \cos (A - A_0)}. \quad (35)$$

h_0 усредняется по результатам вычислений всех ориентиров, как и прежде. Разброс по h_0 и A_0 не должен превышать 2—3'. Сходимость этих значений, полученных по разным ориентирам, является хорошим контролем правильности вычислений и точности измерений.



Фиг. 3. К определению дисторсии



Фиг. 4. Кривая дисторсии фотоаппарата «ФЭД-2».

Для ориентиров с большими $(A - A_0)$ значения A_0 будут сильно отличаться от полученного среднего значения. Это вызвано тем, что фотографическое изображение не является строго центральной проекцией. Имея несколько ориентиров на различных (больших) расстояниях от оптического центра снимка, можно изучить эти отклонения от центральной проекции. Основная причина таких отклонений — дисторсия объектива.

Рассмотрим ориентир с известными h и A , имеющий на снимке (фиг. 3) координаты X' и Y' . Если бы изображение на снимке было строго центральной проекцией, то этот ориентир имел бы координаты X и Y . В результате ошибок объектива увеличивается или уменьшается угол между точкой на снимке и оптическим центром кадра ω . Это смещение обозначим через $\Delta\omega$. Угол между направлением на точку от оптического центра кадра с осью абсцисс обозначим через γ . Этот угол находим из соотношения:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{X'}{Y'}. \quad (36)$$

$\Delta\omega$ связано с ΔA и Δh соотношениями

$$\left. \begin{aligned} \Delta A &= \Delta\omega \cdot \cos \gamma, \\ \Delta h &= \Delta\omega \cdot \sin \gamma. \end{aligned} \right\} \quad (37)$$

ΔA и Δh , очевидно, совпадают с отклонениями A_0 и h_0 от среднего для ориентиров, расположенных далеко от оптического центра снимка. По этим отклонениям мы можем найти величину $\Delta\omega$ для различных расстояний от оптического центра, а следовательно, и построить кривую дисторсии объектива. На фиг. 4 показана кривая дисторсии объектива фотоаппарата ФЭД-2, найденная описанным способом. Поправка за дисторсию вводится в шестую графу схемы вычислений по формулам (37). Она существенна только на больших расстояниях от оптического центра снимка.

Описанным способом была произведена обработка фотометрических наблюдений серебристых облаков, выполненных экспедицией Ленинградского отделения ВАГО в г. Бологое летом 1957 г. Ее результаты будут опубликованы отдельно.

Ленинград, май 1959 г.

Ленинградское отделение ВАГО

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

1960 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ ВАГО

№ 27(34)

ГОРЬКОВСКАЯ ШИРОТНАЯ СТАНЦИЯ
ИМЕНИ К. К. ДУБРОВСКОГО

С. Г. Кулагин

Горьковская широтная станция основана в 1950 г. На ее параллели $56^{\circ}15',5$ кульминируют вблизи зенита две яркие звезды: α Кассиопеи и ϵ Большой Медведицы.

№ (А. Е.)	Обозначение	Звездная величина	α 1960,0	δ 1960,0
14	α Cas	2,47	00^h38^m2	$56^{\circ}19',1$
316	ϵ UMa	1,68	12 52,3	56 10,6

Главным обстоятельством, побудившим проф. К. К. Дубровского начать хлопоты по созданию станции, было именно наличие на этой параллели двух ярких зенитных звезд, удачно расположенных по прямому восхождению: они отстоят одна от другой по времени на полсутки. Имелось в виду, что основной задачей станции будет изучение короткопериодических изменений широты по материалам наблюдений этих звезд [1].

Звезды эти замечательны тем, что их можно наблюдать круглый год. Если одна из них кульминирует днем, то другая — ночью, если одна кульминирует утром, другая — вечером и т. д. Последнее обстоятельство особенно важно, так как различные факторы суточного порядка должны проявиться почти с удвоенной амплитудой. По наблюдениям каждой из этих звезд можно построить кривую изменчивости широты, не прибегая к цепному способу. Эти две звезды составляют отчасти тот идеал, о котором писал еще С. К. Костинский [2].

Из действующих обсерваторий только Полтавская имеет две подобные зенитные звезды.

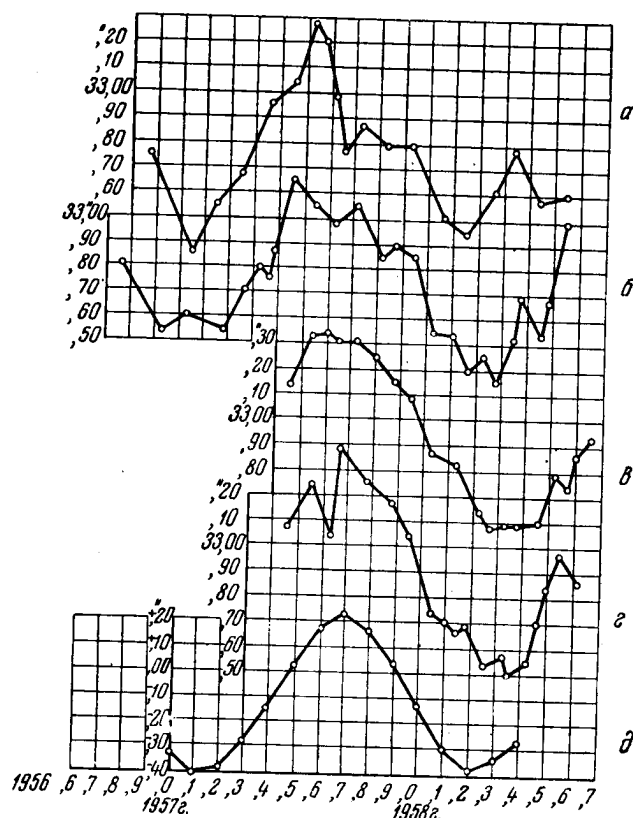
Систематические наблюдения ярких зенитных звезд в Горьком были начаты в конце 1952 г. на зенит-телескопе Бамберга с диаметром объектива 90 мм, полученном от Астросовета АН СССР. Результаты наблюдений публиковались в «Астрономическом циркуляре» [3]. О последней серии за период 1956,85 — 1958,50 было доложено на 14-й Астрометрической конференции в Киеве в мае 1958 г. На фиг. 1, а, б даются кривые изменчивости широты за это время.

В апреле 1957 г. в связи с Международным геофизическим годом на Горьковской широтной станции были начаты наблюдения по четырехгрупповой программе полтавского типа. Результаты приведены на фиг. 1, в. Стремясь полнее использовать возможности горьковской параллели,

в мае 1957 г. мы начали также наблюдения двух ярких талькоттовских пар:

№ пары	№ А. Е.	Звездная величина	α (1960,0)	$Z_{\text{ср}}$
1	N 4	2,12	$1^{\text{h}}55^{\text{m}}7$	$32^{\circ}54',0$
	54	2,23	2 04,9	
2	362	3,63	15 00,4	15 43,9
	367	3,14	15 20,8	

Первую из них можно наблюдать нашим зенит-телескопом в течение 10 месяцев, вторую — около 7 месяцев.



Фиг. 1. Кривые изменчивости широты по наблюдениям в Горьком:

а— α Кассиопеи, б— ϵ Б. Медведицы, в—4 группы, г—2 пары,
 д—Международная служба широты

По наблюдениям этих пар, расположенных по времени недалеко от ярких зенитных звезд, мы хотели убедиться, будут ли давать эти наблюдения те же результаты, так как существует мнение, что наблюдения ярких зенитных звезд имеют свои особенности. Из самих же наблюдений ярких пар мы предполагали получить указание на возможные причины возникновения так называемой ошибки замыкания.

Как видно из табл. 1, совместные наблюдения этих пар бывают зимой и летом, и разности мгновенных широт по этим парам в общие ночи наблюдений, взятые по зимним и летним наблюдениям, не одинаковы. Однако материала еще недостаточно для каких-либо определенных выводов. Полученная кривая изменчивости широты по этим двум парам при-

Т а б л и ц а 1

Время наблюдения	Пары	Средние разности	Число разностей
Июнь-июль 1957 г.	362 : 367 — N 4:54	+0,092	10
Февраль-март 1958 г.	N 4:54 — 362:367	—0,410	6
Июнь-июль 1958 г.	362:367 — N 4:54	+0,079	17

ведена на фиг. 1, г. Для сравнения на фиг. 1, д приведены данные Международной службы широты за период 1957,0 — 1958,4.

В значениях мгновенных широт как по ярким зенитным звездам, так и по ярким парам замечается систематичность, зависящая от положения инструмента, причину которой установить пока не удалось.

Наблюдения ярких зенитных звезд занимают особое положение в ряду широтных наблюдений. Результаты этих наблюдений сулят большие возможности исследователю. Н. А. Попову по наблюдению только двух ярких зенитных звезд в Полтаве удалось обнаружить много важных и тонких эффектов: суточный член в колебаниях широты [4], лунные члены [4, 5], и, наконец, полугодовой и полумесячный нутационные члены [6, 7]. Нет оснований считать, что в этих наблюдениях уже все исчерпано. Однако в настоящее время эти наблюдения являются единственными в своем роде, так как наблюдения в Горьком несравнимы с полтавскими, как несравнимы инструменты, которыми эти наблюдения производятся. Этот факт не имеет себе научного оправдания, так как специалисты считают [6], что ради двух ярких зенитных звезд стоит специально строить широтные станции. Горьковская широтная станция действует, ей недостает лишь хорошего современного зенит-телескопа.

Параллельные наблюдения в Полтаве и в Горьком на сравнимых, а еще лучше на совершенно одинаковых инструментах, ЗТЛ-180, позволили бы сделать более определенные и обобщающие заключения относительно всех тех тонких эффектов, которые удалось обнаружить Н. А. Попову по наблюдениям ярких зенитных звезд [8]. Наблюдения в Горьком на зенит-телескопе ЗТЛ-180 доставили бы богатый материал для сравнений и выявления чисто местных причин в колебаниях широты, зависящих как от районного, так и географического расположения станции.

На X съезде МАС Е. П. Федоров отметил, что «единственными наблюдениями, которые, по-видимому, дают подходящий материал для получения полугодового нутационного члена, являются наблюдения ярких зенитных звезд в Полтаве». Считаю необходимым добавить, что имея светосильный зенит-телескоп, Горьковская широтная станция давала бы материал, равноценный полтавским наблюдениям, а может быть, кое в чем и более богатый.

В подтверждение этого мы приводим здесь программу, состоящую из ярких зенитных звезд и пар, которую можно было бы наблюдать в Горьком на зенит-телескопе ЗТЛ-180 в течение длительного времени без изменений (табл. 2).

В заключение мы позволим себе привести здесь слова С. К. Костинского [2]: «...сильные инструменты, позволяющие наблюдать звезды днем, имеют большое преимущество. Имея в руках такой инструмент, можно ограничиться наблюдениями только небольшого числа более ярких, хорошо определенных звезд (или пар звезд), распределенных по всем часам прямого восхождения; стараясь при этом наблюдать в одни и те же сутки, или в смежные сутки, возможно большее число этих звезд, т. е. наблюдая по возможности в различные часы суток, можно таким путем в среднем ослабить влияние инструментальных и других погрешностей, имеющих суточ-

Таблица 2

Широтная программа Горьковской параллели $\varphi=56^{\circ}15',5$ для зенит-телескопа ЗТЛ-180

№ п/п	№ А. Е.	Звездная величина	α (1960,0)	δ (1960,0)	Полусумма склонений и годовых изменений	Период видимости
1	3	2,42	0^h07^m0	$58^{\circ}55'45",29$	$56^{\circ}18'11",40$	Круглый год
	10	3,72	0 34,7	53 40 37,50	+19,83	
2	14	2,47	0 38,2	56 19 06,04		Круглый год
3	18	3,64	0 46,7	57 36 14,26	56 16 14,98	11 месяцев
	28	4,52	1 08,7	54 56 15,70	+19,12	
4	N 4	2,12	1 55,7	89 04 40,54	56 10 33,82	Круглый год
	54	2,23	2 04,9	23 16 27,10	+17,26	
5	82	5,55	3 21,2	64 26 42,39	56 15 11,62	10 месяцев
	90	4,26	3 33,6	48 03 50,85	+12,36	
6	129	4,38	4 50,1	66 16 39,48	56 07 06,92	11 месяцев
	143	0,21	5 13,7	45 57 34,37	+4,81	
7	220	4,87	8 05,5	51 37 25,72	56 14 19,77	11 месяцев
	225	3,47	8 27,0	60 51 13,82	-11,27	
8	227	4,76	8 36,7	64 28 10,63	56 20 05,36	11 месяцев
	233	3,12	8 56,5	48 12 00,09	-13,42	
9	269	4,84	10 28,1	56 11 10,95	-18,49	11 месяцев
10	277	2,44	10 59,4	56 35 49,92	-19,32	Круглый год
11	316	1,68	12 52,3	56 10 35,91	-19,53	Круглый год
12	334	4,96	13 50,0	34 38 30,24	56 11 18,84	10 месяцев
	341	5,00	14 09,0	77 44 07,43	-17,36	
13	350	3,00	14 30,5	38 28 56,76	56 24 02,54	Круглый год
	360	2,24	14 50,8	74 19 08,33	-15,22	
14	362	3,63	15 00,4	40 32 50,84	56 15 42,86	11 месяцев
	367	3,14	15 20,8	71 58 34,89	-13,50	
15	467	3,24	19 12,5	67 35 28,33	56 18 42,28	Круглый год
	479	2,97	19 43,7	45 01 56,22	+7,57	
16	495	4,32	20 12,5	56 26 41,15	-11,03	11—12 месяцев
17	529a	5,09	21 35,3	40 13 59,56	56 11 19,14	10 месяцев
	543	4,99	22 09,0	72 08 38,72	+16,98	

ный период, вместе с тем ослабится также влияние неточности постоянного абберации и параллакса звезд». Мы считаем, что предложенная здесь программа для горьковской параллели во многих отношениях удовлетворяет приведенным в этой цитате соображениям.

Горький, апрель 1959 г.

Горьковское отделение ВАГО

ЛИТЕРАТУРА

1. К. К. Дубровский. Горьковская широтная станция. Астрон. календарь на 1951 год. Горький, 1951.
2. С. К. Костинский. Об изменении астрономических широт. Петербург, 1893.
3. Астрон. циркуляр, № 149, 1954; № 182, 1957.
4. Н. А. Попов. Труды Полтавской гравиметрической обсерв., тт. II, III, IV.
5. Н. А. Попов. Астрон. циркуляр, № 101—102, 1950.
6. Н. А. Попов. Анализ результатов шестилетнего ряда круглосуточных наблюдений зенитных звезд в Полтаве (в печати).
7. Н. А. Попов. О полугодовом и полумесячном членах нутации в колебаниях широты Полтавы. Астрон. журнал., 36, № 1, 1959.
8. Е. П. Федоров. Нутация и вынужденное движение полюсов Земли по данным широтных наблюдений. Киев, изд. АН УССР, 1958.
9. Е. П. Федоров. Нутация по данным широтных наблюдений. Доклад на X съезде МАС.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
В. А. Б р о н ш т э н. Структура далекой внешней короны 19 июня 1936 г.	3
О. Б. Д л у ж н е в с к а я. Контрасты «море — материк» и «кайма — шапка» на Марсе в 1956 и 1958 гг.	10
С. Н. С р е д и н с к и й. Совпадение высоты Солнца при сезонных явлениях на Марсе и на Земле	15
В. И. Ц в е т к о в. Положение полос и детали на Юпитере в 1957 г. . . .	20
А. А. К а в е р и н. Классификация лунных затмений	27
М. А. М и л ь х и к е р. Наблюдения частного лунного затмения 24 марта 1959 г.	32
А. И. Н и к и ш к и н. Наблюдения метеорных потоков в 1957 г.	37
О. Б. В а с и л ь е в. Упрощенный способ редукции координат при фотогра- фической фотометрии серебристых облаков	40
С. Г. К у л а г и н. Горьковская широтная станция имени К. К. Дубровского	48

Бюллетень Всесоюзного астрономо-геодезического общества, № 27 (34)

Утверждено к печати Центральным советом Всесоюзного астрономо-геодезического общества
при Академии наук СССР

Технический редактор О. М. Гуськова

РИСО АН СССР № 84-22В. Сдано в набор 17/X 1959 г. Подписано к печати 29/XII 1959 г.
Формат 70×106¹/₁₆. Печ. л. 3,25+2 вклейки. Усл. печ. л. 4,45. Уч.-изд. л. 3,61. Тираж 1500 экз. Т-13571
Изд. № 4138. Тип. зан. № 2332

Цена 2 руб. 70 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г'-99, Шубинский пер., 10

ин. 46123/60-554

Цена 2 р. 70 коп.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА им. П. Н. ЛЕБЕДЕВА

Том XII

**ИССЛЕДОВАНИЯ
ПО ОПТИКЕ**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК СССР
1960**

STAT

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА им. П. Н. ЛЕБЕДЕВА

Том XII,

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ОПТИКЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1960

Ответственный редактор
академик *Д. В. СКОБЕЛЬЦЫН*

М. Д. ГАЛАНИН

РЕЗОНАНСНЫЙ ПЕРЕНОС ЭНЕРГИИ ВОЗБУЖДЕНИЯ В ЛЮМИНЕСЦИРУЮЩИХ РАСТВОРАХ¹

ВВЕДЕНИЕ

Межмолекулярные взаимодействия часто существенно влияют на оптические свойства вещества. Исследование межмолекулярных взаимодействий оптическими методами в одних случаях служит для выяснения оптических вопросов, в других — является вспомогательным методом молекулярной физики. Особенное положение занимает случай взаимодействия между возбужденными и невозбужденными молекулами. Это взаимодействие вызывает переход энергии возбуждения от возбужденных молекул к невозбужденным и поэтому непосредственно влияет на излучение. Таким образом, вопрос о взаимодействии возбужденных молекул относится прежде всего к молекулярной оптике и, в частности, к учению о люминесценции.

Как будет видно из дальнейшего, круг явлений, в которых проявляется взаимодействие возбужденных и невозбужденных молекул, достаточно широк, что и определяет значение этого вопроса для люминесценции. Кроме того, взаимодействие, которое рассматривается в настоящей работе, характерно тем, что оно определяется в первую очередь оптическими свойствами взаимодействующих молекул.

Исследование тушения посторонними газами, сенсibilизованной люминесценции и других явлений, наблюдающихся при резонансной флуоресценции атомных паров, дало много сведений о процессах соударений с возбужденными атомами. Были развиты также теории, объясняющие в принципе перенос энергии возбуждения при соударениях (см., например, [1]). Эффективные сечения соответствующих процессов, обычно превышающие газокинетические сечения, получались из теории по порядку величины согласующимися с опытом.

Первая успешная попытка перенести представление о соударениях с возбужденными молекулами на жидкие растворы была сделана С. И. Вавиловым в теории тушения люминесценции растворов посторонними веществами (например, подистым калием, анилином и т. п.) [2]. Вавилов и Свешников [3] разработали теорию, учитывающую, что в жидкостях (в противоположность газам) определяющую роль играют так называемые «первые соударения» или «встречи» молекул, которые даже в идеальном разбавленном растворе не определяются газокинетической формулой, а зависят от вязкости раствора. Эта теория, использующая результаты теории коагуляции Смолуховского, привела к хорошему согласию с опы-

¹ Сокращенный текст диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Защищена в Физическом институте им. П. Н. Лебедева АН СССР 27 февраля 1956 г.

том и позже получила дальнейшие применения в теории «реакций, контролируемых диффузией» [4]. Эффективные сечения тушения оказались близкими к «кинетическим» сечениям, определяемым по скорости диффузии. Однако механизм самой передачи энергии в этой теории не уточнялся и вероятность тушения при соударении вводилась как эмпирическая константа (обычно близкая к единице).

При попытке применить те же соображения к концентрационному тушению люминесценции растворов оказалось, что концентрационное тушение нельзя объяснить соударениями, эффективные сечения которых равны кинетическим. Перрен впервые предположил [5], что концентрационная деполаризация люминесценции в растворах обусловлена миграцией энергии возбуждения. Душинский [6] попытался объяснить концентрационное тушение передачей энергии возбуждения к ассоциированной паре молекул. Вавилов [7] связал едиными теоретическими представлениями большую совокупность физических явлений, наблюдаемых в флуоресцирующих растворах при повышении концентрации. Теория Вавилова впервые дала возможность с единой точки зрения истолковать все концентрационные явления физического характера, т. е. явления, которые не связаны с какими-либо физико-химическими или химическими изменениями, происходящими в некоторых случаях при изменении концентрации растворов¹. В основе этой теории лежит представление о передаче энергии возбуждения; она имеет полуфеноменологический характер. Вероятность передачи энергии считается в этой теории постоянной в течение времени возбужденного состояния и ее величина определяется из экспериментальных данных по тем же концентрационным эффектам, которые ею объясняются. Дальнейшее развитие теории «резонансного переноса» энергии возбуждения для молекул с широкими сплошными спектрами дало возможность связать вероятность передачи энергии со взаимным расположением спектров излучения и поглощения. Такая связь следовала и из экспериментальных данных [10, 11].

Под термином «резонансный перенос» энергии мы будем понимать то же самое, что называлось иногда Вавиловым «индуктивным резонансом», т. е. передачу электронной энергии возбуждения при взаимодействии молекул на таких расстояниях, которые, с одной стороны, достаточно велики, чтобы исключить перекрытие волновых функций, и, с другой стороны, достаточно малы по сравнению с длиной волны света. Этот термин на русском языке предложен Вавиловым в качестве перевода английского *resonance transfer*. Его смысл будет ясен из изложения общей теории в гл. II.

Задача настоящей работы, план которой был предложен автору Вавиловым, состояла в том, чтобы проследить разные следствия общего представления об индуктивном резонансном взаимодействии и полученные экспериментальные данные сопоставить с теорией.

Исходной точкой этой работы были исследования Вавилова, которые в обобщенном виде изложены им в «Микроструктуре света».

¹ Как и в работах Вавилова, в настоящей работе не рассматриваются явления физико-химического характера, влияющие на люминесценцию растворов. К таким явлениям относятся обратимая ассоциация молекул, электролитическая диссоциация и влияние рН, коагуляция растворов, явления, связанные с ионной силой растворов (например, высаливание и другие солевые эффекты) и т. п. Явления такого рода представляют большой самостоятельный интерес и заслуживают специальных исследований (см., например, [8, 9]). Вместе с тем несомненно, что на первых стадиях исследований желательно изучить отдельно явления чисто физического характера, не осложненные указанными физико-химическими изменениями. Это следует иметь в виду при выборе объектов исследования. (Ср. также замечание Вавилова, сделанное в этой связи в предисловии к русскому переводу книги Прингсгейма [8, стр. 9—10]).

Общие экспериментальные методы

По своему характеру работа включала довольно разнообразные, но большей частью сравнительно простые оптические измерения. На первом месте по своему значению и важности результатов стоит измерение τ — средней длительности возбужденного состояния молекул, имеющей величину порядка 10^{-8} — 10^{-9} сек. Настоящая работа — одна из немногих работ, в которых эта методика применялась для систематического исследования в связи с другими свойствами люминесценции.

Кроме того, для работы требовались различные фотометрические измерения, главным образом люминесценции, а также поглощения света. В этих измерениях широко использовались фотоумножители, что, конечно, сильно облегчало измерения и увеличивало их точность по сравнению с визуальными методами. В этом параграфе кратко описаны экспериментальные методы, общие для всех разделов работы. Дополнительные более специальные данные о методах измерений указываются отдельно в каждой главе.

Измерения τ . На установке, которую обычно называют «фазовым флуорометром» производились все измерения τ . Метод измерений состоит в определении разности фаз между высокочастотным модулированным возбуждающим пучком света и возбуждаемой им люминесценцией. Идея этого метода была высказана Тумерманом [12], а основанная на этой идее установка впервые была осуществлена автором [13]. Позднее появился ряд сообщений о различных установках этого типа [14]¹.

Анализ флуорометрической методики измерения τ проводился в ряде работ [11, 12, 16, 17]. Напомним основные результаты. Если закон затухания люминесценции экспоненциальный $I = I_0 e^{-t/\tau}$ и возбуждение производится пучком, модулированным с циклической частотой ω , то модуляция люминесценции отстает по фазе на угол φ от возбуждения, причем

$$\operatorname{tg} \varphi = \omega \tau,$$

а амплитуда A модуляции люминесценции уменьшена по сравнению с амплитудой A_0 модуляции возбуждения в отношении

$$\frac{A}{A_0} = \cos \varphi = \frac{1}{\sqrt{1 + \omega^2 \tau^2}}.$$

Оба соотношения могут служить для определения τ экспоненциально затухающей люминесценции, но обычно практически удобнее пользоваться первым. При неэкспоненциальном законе затухания требуется специальный анализ в каждом отдельном случае. Некоторые примеры, когда можно ожидать неэкспоненциальных законов затухания, будут встречаться в дальнейшем.

Принципиальная схема нашей установки дана на рис. 1. Оптическая схема установки и назначение отдельных частей ясны из рис. 1, а. Эта часть установки в значительной степени воспроизводит флуорометр Тумермана и Шимановского [18] и установку, использовавшуюся ранее автором [11]. В качестве модулятора по-прежнему применялся кристалл пьезокварца $40 \times 30 \times 20$ мм³, колеблющийся на частоте около 12 Мгц. Соответствующая циклическая частота модуляции равна $\omega = 1,68 \times 10^{-9}$ сек⁻¹. Подвижные зеркала Z_1, Z_2 служат для изменения оптиче-

¹ Дальнейшие значительные усовершенствования методики сделаны в установке, построенной Бонч-Бруевичем, Молчановым и Широковым [15].

ского пути одного из пучков, разделяемых полупрозрачным зеркалом $ПЗ$. Таким способом достигается компенсация разности фаз φ , получающейся при замене рассеивающего объекта люминесцирующим. Если смещение зеркал Δx , то $\varphi = \omega/c \cdot 2\Delta x$, где c — скорость света. Возбуждающий свет и свет люминесценции фокусируются одной и той же светосильной параболической линзой $Л$, причем возбуждающий пучок попадает на зеркало $З$, перекрывающее половину линзы $Л$ (вместо $З$ можно поставить также подходящий «делительный» фильтр, отражающий возбуж-

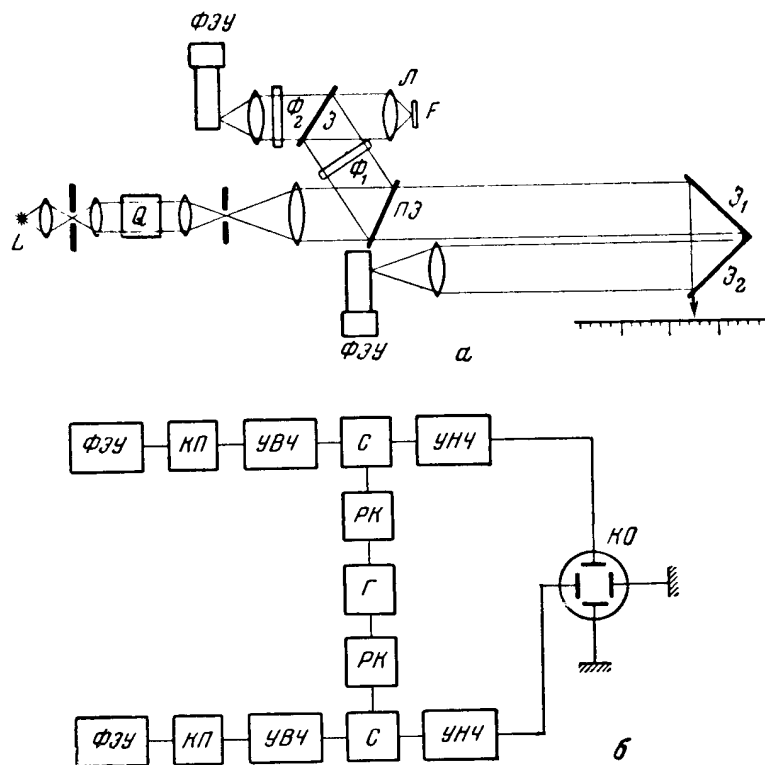


Рис. 1. Фазовый флуорометр

a — схема оптической части; b — радиотехническая схема, L — источник света (ртутная лампа СВД), Q — пьезокварц; $ПЗ$ — полупрозрачное зеркало; $З_1$ и $З_2$ — передвигающиеся зеркала; Φ_1 и Φ_2 — скрещенные светофильтры; $З$ — зеркало или делительный фильтр; F — люминесцирующее вещество или рассеивающая поверхность; $Л$ — светосильная параболическая линза; $ФЭУ$ — фотоумножители; $КП$ — катодный повторитель; $УВЧ$ — усилитель высокой частоты; $С$ — смеситель; $РК$ — разделительный каскад; $Г$ — гетеродин; $УНЧ$ — усилитель низкой частоты; $КО$ — катодный осциллограф

дающий свет и пропускающий свет люминесценции). Часть возбуждающего пучка, прошедшая через полупрозрачное зеркало $ПЗ$, попадает на приемник, в качестве которого использовался однокаскадный умножитель типа $ФЭУ-2$; люминесценция воспринимается фотоумножителем.

Радиотехническая схема установки изображена на рис. 1, b . Принцип устройства полностью заимствован из [12]. Техническое осуществление этой схемы не имеет каких-либо существенных особенностей — использованы обычные схемы приемников с преобразованием частоты (в последнем

варианте схемы применялось двукратное преобразование, причем частота на выходе равна 110 кГц).

Перемещением зеркал Z_1 , Z_2 можно довести эллипс на экране осциллографа до прямой. Чувствительность такой установки зеркал определяется в первую очередь отношением сигнала к уровню шумов фотоумножителя, которое зависит от имеющейся в распоряжении интенсивности света и от полосы частот усилителя. В наших условиях установка зеркал могла быть сделана с точностью 1—2 см, но общая точность измерений определяется главным образом степенью стабильности фазы, которая зависит от многих факторов. Подробный анализ точности измерений на фазовом флуорометре проведен недавно Бонч-Бруевичем с сотрудниками [15, 17].

При внимательной работе на нашей установке удается достигнуть точности $\pm(0,2 \div 0,3)10^{-9}$ сек. в диапазоне до 10^{-8} сек. При $\tau > 10^{-8}$ сек. при нашей частоте модуляции точность измерений (не только абсолютная, но и относительная) резко падает.

Фотометрические измерения. Для измерения распределения энергии в спектрах люминесценции и для других фотометрических измерений в видимой области использовалась установка, состоящая из монохроматора УМ-2 и фотоумножителя (ФЭУ-19) у выходной щели. Спектральная чувствительность этой установки была определена при стандартных условиях освещения входной щели по лампам накаливания с известной цветовой температурой.

ГЛАВА I ОБЩАЯ ТЕОРИЯ

§ 1. Вероятность переноса энергии возбуждения между двумя молекулами с известными спектрами

Квантовомеханическая теория. Квантовомеханическая теория переноса энергии возбуждения впервые была разработана в известной работе Кальмана и Лондона [1] для газов, обладающих узкими линиями поглощения и излучения. Перрен [5] сделал попытку перенести эту теорию на флуоресцирующие растворы для объяснения явления концентрационной деполяризации. Однако оказалось, что, если не принимать во внимание широкие полосы, характерные для спектров растворов веществ со сложными молекулами, теоретическая оценка вероятности переноса значительно расходится с опытом. Теория переноса энергии возбуждения между молекулами с широкими полосами поглощения и излучения впервые была предложена Ферстером [19] и получила дальнейшее развитие в работе Декстера [20].

Предположим, что две молекулы M_1 и M_2 находятся в среде с показателем преломления n на расстоянии R одна от другой. Если между молекулами существует какое-либо взаимодействие, гамильтониан которого H , то, согласно теории возмущений квантовой механики, имеется вероятность перехода системы из состояния с волновой функцией Ψ_H в состояние с волновой функцией Ψ_K (с той же энергией E), в первом приближении равная

$$W = \frac{2\pi}{\hbar} \rho_E \left| \int \Psi_H^* H \Psi_K dv \right|^2, \quad (1.1)$$

где ρ_E — плотность состояний с энергией E . Если Ψ_H соответствует возбужденному состоянию M_1 и невозбужденному M_2 , а Ψ_K — наоборот,

невозбужденному состоянию M_1 и возбужденному M_2 , то W представляет собой интересующую нас вероятность переноса энергии возбуждения.

В случае диполь-дипольного взаимодействия энергия взаимодействия имеет следующий вид:

$$H(R) = \frac{e^2}{\epsilon R^3} \{ \mathbf{r}_1 \mathbf{r}_2 - 3 (\mathbf{r}_1 \mathbf{R}) (\mathbf{r}_2 \mathbf{R}) / R^2 \}. \quad (1.2)$$

Вероятность переноса, как показано в [19, 20], можно связать с вероятностью излучения и поглощения во взаимодействующих молекулах, так как и в том и в другом случае вероятности переходов связаны с матричными элементами дипольных моментов. В результате получается следующее выражение для вероятности переноса энергии возбуждения [20]:

$$W = \frac{9\hbar^4 c^4 \Phi^2}{8\pi R^6 n^4 \tau_1 g g'} \left(\frac{\mathcal{E}}{\epsilon^{1/2} \mathcal{E}_c} \right)^4 \int \frac{\alpha_2(E) F_1(E)}{E^4} dE. \quad (1.3)$$

Здесь $\Phi(\vartheta_1, \vartheta_2, \varphi) = 2 \cos \vartheta_1 \cos \vartheta_2 - \sin \vartheta_1 \sin \vartheta_2 \cos \varphi$ — множитель, зависящий от углов ϑ_1 и ϑ_2 , составляемых осями диполей с направлением \mathbf{R} и разности φ азимутальных углов диполей (в [20] проведено сразу усреднение по ориентациям, причем $\Phi^2 = 2/3$; нам удобнее оставить этот множитель в явном виде); τ_1 — среднее время возбужденного состояния молекул M_1 ; $F_1(E)$ — их нормированный энергетический спектр излучения; $\alpha_2(E)$ — спектр поглощения молекул M_2 (молекулярный показатель поглощения, т. е. показатель поглощения, отнесенный к одной молекуле); $\mathcal{E} / \mathcal{E}_c$ — отношение напряженностей электрического поля в пустоте и в среде; g и g' — статистические веса уровней; $E = \hbar\omega$. Согласно [20], можно считать, что $\mathcal{E} / \epsilon^{1/2} \mathcal{E}_c = 1$. Так как встречающиеся в дальнейшем переходы происходят между сингулетными уровнями, то $g = g' = 1$. Поэтому

$$W = \frac{9c^4 \Phi^2}{8\pi R^6 n^4 \tau_1} \int \frac{\alpha_2(\omega) F_1(\omega)}{\omega^4} d\omega, \quad (1.3')$$

где $F_1(\omega)$ — нормированный спектр люминесценции молекул M_1 ($\int F_1(\omega) d\omega = 1$).

Классическая интерпретация [21]. В выражение (1.3) для вероятности переноса не входит явно \hbar (при подстановке $E = \hbar\omega$, \hbar сокращается). Поэтому возможна и классическая интерпретация явления резонансного переноса. Очевидно, что соотношение между квантовой и классической теориями здесь такое же, как в теории дисперсии, и свойства реальных систем могут быть учтены введением в классическую теорию величин «сил осцилляторов».

Классическая теория имеет только иллюстративное значение, но проста и наглядна. В качестве классической модели возьмем два дипольных электронных осциллятора, воздействующих друг на друга своими электромагнитными полями. Пусть в начальный момент возбужден осциллятор, моделирующий молекулу M_1 . Поскольку в действительности после переноса молекула M_2 обычно быстро релаксирует в нормальное возбужденное состояние, то обратный перенос от M_2 к M_1 можно рассматривать независимо от переноса $M_1 \rightarrow M_2$. Чтобы учесть это в классической модели, предположим, что осциллятор M_2 обладает очень большим затуханием (это предположение не является обязательным; можно также, следуя Перрену [5], рассматривать начальную быстроту передачи энергии, когда осциллятор M_2 имеет еще сравнительно малую амплитуду). Напишем уравнения колебаний таких связанных систем:

$$\begin{aligned} \ddot{x}_1 + 2\delta_1 \dot{x}_1 + \omega_1^2 x_1 &= \kappa x_2; \\ \ddot{x}_2 + 2\delta_2 \dot{x}_2 + \omega_2^2 x_2 &= \kappa x_1. \end{aligned} \quad (1.4)$$

Решение этих уравнений при условиях, что коэффициент связи достаточно мал ($\kappa/\omega^2 \ll 1$), а затухание второго осциллятора значительно больше, чем первого ($\delta_2 \gg \delta_1$), дает результат [22], показывающий, что у слабо затухающего осциллятора из-за связи затухание увеличивается, и показатель затухания приобретает значение

$$\delta'_1 = \delta_1 + \frac{\kappa^2}{4\omega_1^2 \delta_2} \left[1 + \left(\frac{\omega_1 - \omega_2}{\delta_2} \right)^2 \right]^{-1}. \quad (1.5)$$

Имея в виду случай сплошных широких спектров, нужно усреднить это выражение по различным частотам. В классической интерпретации нужно, очевидно, считать, что функции $F_1(\omega)$ и $\alpha_2(\omega)$ дают распределение осцилляторов по частотам. Усредняя (1.5) по распределению $F_1(\omega)$ $\alpha_2(\omega)$, если ширина резонансного множителя мала по сравнению со спектрами (это условие по своему смыслу в известной степени соответствует δ -функции, входящей в квантовомеханический расчет [20] благодаря принципу Франка — Кондона), получим:

$$\delta'_1 = \delta_1 + \frac{\pi \kappa^2}{4\omega_1^2} \frac{\int \alpha_2(\omega) F_1(\omega) d\omega}{\int \alpha_2(\omega) d\omega}. \quad (1.6)$$

Показатель затухания для амплитуды δ связан с временем затухания для интенсивности соотношением $2\delta = 1/\tau$ и поэтому величина

$$W = \frac{\pi \kappa^2}{2\omega_1^2} \frac{\int \alpha_2(\omega) F_1(\omega) d\omega}{\int \alpha_2(\omega) d\omega} \quad (1.7)$$

имеет смысл вероятности переноса.

Если взаимодействующие осцилляторы — диполи, то коэффициент связи определяется проекцией электрического поля одного осциллятора на направление оси другого и для ближней зоны имеет вид

$$\kappa = \sqrt{f_1 f_2} \frac{e^2}{m} \frac{1}{n^2} \frac{\mathcal{E}_c}{\mathcal{E}} \frac{\Phi(\vartheta_1, \vartheta_2, \varphi)}{R^3}, \quad (1.8)$$

где $\Phi(\vartheta_1, \vartheta_2, \varphi)$ имеет прежнее значение.

В это выражение введены силы осцилляторов f_1 и f_2 , аналогично тому, как это делается в молекулярной оптике в других случаях. Силы осцилляторов можно связать, с одной стороны, с естественным временем затухания τ_1 и, с другой стороны, — с интегралом кривой поглощения

$$f_1 = \frac{3}{2} \frac{mc^3}{e^2 \omega_1^2} \frac{1}{n} \frac{1}{\tau_1};$$

$$f_2 = \frac{3mc}{2\pi^2 e^2} n \left(\frac{\mathcal{E}}{\mathcal{E}_c} \right)^2 \int \alpha_2(\omega) d\omega, \quad (1.9)$$

где $\alpha_2(\omega)$ — показатель поглощения на одну молекулу. Подставив (1.9) в (1.8), получим

$$W = \frac{9c^4 \Phi^2}{8\pi R^6 n^4 \tau_1} \frac{\int \alpha_2(\omega) F_1(\omega) d\omega}{\omega^4}. \quad (1.10)$$

Выражение (1.10), полученное из классической модели, практически совпадает с (1.3). Множитель $1/\omega^4$ в (1.10) должен, конечно, как и в (1.3), стоять под интегралом, так как, оставив ω_1^2 вне интеграла при переходе от

(1.5) к (1.6), мы в сущности сделали предположение о том, что изменением ω_1^2 можно пренебречь в спектральной области перекрытия спектров.

Таким образом, классическая модель дает наглядное истолкование процесса резонансной передачи энергии возбуждения и подтверждает развивавшееся Вавиловым представление об «индуктивном резонансе». Смысл этого термина заключается, следовательно, в том, что передача энергии происходит на расстояниях, меньших длины световой волны, причем основную роль играет квазистационарное («индуктивное») электромагнитное поле взаимодействующих систем. Термин «резонанс» в его прямом классическом смысле (реакция системы на периодическое внешнее воздействие) нельзя полностью отнести к данному случаю. Как следует из изложенного, правильнее в классической интерпретации говорить о связанных колебаниях. «Резонанс» заключается здесь в том, что собственные частоты взаимодействующих систем предполагаются равными. В квантовой теории это выражается соответствующим равенством энергий. Таким образом, термин «резонансный перенос» имеет некоторый условный смысл. Упоминание о резонансе в смысле равенства частот приобретает особенное значение в случае молекул с широкими спектрами, когда равенство частот (энергий) имеет место не только при взаимодействии, но и для невзаимодействующих систем, поскольку можно пренебречь смещением уровней энергии вследствие взаимодействия по сравнению с шириной спектров.

§ 2. Влияние переноса энергии возбуждения на среднюю длительность возбужденного состояния

Если две молекулы M_1 и M_2 находятся на фиксированном расстоянии R и их взаимная ориентация неизменна, то вероятность переноса W сохраняет постоянное значение. Уменьшение времени жизни τ_1 возбужденного состояния молекулы M_1 определяется так:

$$\frac{1}{\tau_1} = \frac{1}{\tau_{10}} + W. \quad (2.1)$$

«Вероятность дезактивации» $1/\tau_1$ молекулы M_1 складывается из вероятности излучения $1/\tau_{10}$ и вероятности переноса W .

В действительности всегда наблюдается излучение многих молекул, для которых вероятность переноса может быть различной. Молекула типа M_1 может быть окружена несколькими молекулами типа M_2 , причем для разных молекул M_1 эти конфигурации различны. Рассмотрим два предельных случая.

Случай перемешивания [21]. Предположим, что за время возбужденного состояния молекулы M_1 , молекулы M_2 успевают передвинуться и вернуться настолько, что вероятность переноса остается в среднем постоянной и равной своему среднему значению. Такой случай полного перемешивания может осуществляться, например, в среде с небольшой вязкостью. В этом случае нужно выделить вокруг молекулы M_1 некоторый объем, в который молекулы M_2 не могут проникнуть, и усреднить действие молекул в остальном пространстве. Усреднив по ориентациям, получим:

$$\overline{\Phi^2} = \frac{2}{3}. \quad (2.2)$$

Суммирование $\sum_k \frac{1}{R_{1k}^6}$ (где R_{1k} — расстояние от M_1 до $M_2^{(k)}$) можно приблизительно заменить интегрированием, если предположить, что концент-

рация молекул M_2 однородна. Тогда

$$\sum_k \frac{1}{R_{1k}^6} \rightarrow \int_a^\infty N \frac{4\pi R^2 dR}{R^6} = \frac{4\pi}{3a^3} N, \quad (2.3)$$

где N — число молекул M_2 в единице объема, а a — радиус сферы, окружающей M_1 , куда молекулы M_2 не могут проникнуть (или, где исходное предположение о перемешивании становится несправедливым, например, из-за очень сильного возрастания W с уменьшением R). Итак, в этом случае из (1.3') получаем, что суммарная вероятность переноса равна

$$W = \frac{N}{a^3} \left(\frac{c}{n} \right)^4 \frac{1}{\tau_{1e}} \int \frac{F_1(\omega) \alpha_2(\omega)}{\omega^4} d\omega. \quad (2.4)$$

Здесь к обозначению τ_1 добавлен индекс e , чтобы показать, что имеется в виду «естественное» время возбужденного состояния. Величина τ_{1e} , вообще говоря, может отличаться от τ_{10} — среднего времени возбужденного состояния при $N = 0$, так как могут быть другие причины тушения, кроме переноса. Принимая это во внимание, получим

$$\frac{1}{\tau_1} = \frac{1}{\tau_{10}} \left[1 + \frac{\tau_{10}}{\tau_{1e}} \left(\frac{\bar{\lambda}}{2\pi n} \right)^4 \frac{N}{a^3} \bar{\alpha}_2 \right], \quad (2.5)$$

где $\bar{\lambda} = \bar{\omega}/c$ средняя длина волны области перекрытия спектров, а $\bar{\alpha}_2 = \int (\bar{\omega}/\omega)^4 F_1(\omega) \alpha_2(\omega) d\omega$.

Этот результат почти в таком же виде может быть получен также из рассмотрения на основе классической электродинамики излучения дипольного осциллятора, помещенного в центре сферы радиуса a , окружающей непрерывной поглощающей средой. Такое рассмотрение проведено в работе Франка и автора [23].

Ясно, что в «случае перемешивания» выход люминесценции и τ молекул M_1 (если учитывать только тушение вне сферы с радиусом $a = \text{const}$) изменяются пропорционально друг другу, т. е. $B_1/B_{10} = \tau_1/\tau_{10}$.

Однако, если радиус a сферы, вне которой справедливо предположение о перемешивании, определяется не радиусами молекул, а сильным возрастанием вероятности переноса и нарушением предположения о перемешивании, то это соотношение между выходом и τ становится несправедливым. В этом случае нужно учитывать тушение также и внутри сферы с радиусом a . Если считать это тушение приближенно «мгновенным», то, согласно [7], получим

$$\frac{B_1}{B_{10}} = \frac{\tau_1}{\tau_{10}} \cdot e^{-\Omega N},$$

где $\Omega = \frac{4}{3} \pi a^3$ — объем «сферы действия мгновенного тушения».

Случай неподвижных молекул [24]. В достаточно вязкой среде молекулы можно считать неподвижными в течение времени возбужденного состояния. В этом случае при усреднении вероятности переноса по различным конфигурациям M_2 вокруг M_1 нужно учитывать, что средняя вероятность переноса будет изменяться в течение времени возбужденного состояния, так как более благоприятные конфигурации будут использоваться для переноса быстрее, чем менее благоприятные. Такой эффект «обеднения» (см. [25]) приведет к тому, что закон убывания возбужденных молекул M_1 со временем уже не будет экспоненциальным.

По Антонову-Романовскому [25] этот закон можно найти следующим образом. Введем обозначения: $n(t)$ — концентрация возбужденных моле-

кул M_1 ; $n(R, t)$ — концентрация возбужденных молекул M_1 , находящихся на расстоянии R от молекул M_2 ; N — концентрация M_2 ; $N(R, t)$ — концентрация M_2 , находящихся на расстоянии R от возбужденных молекул M_1 . Из этих определений следует, что число пар $M_1 M_2$ (обозначим его через $K(R, t)$), отстоящих друг от друга на расстоянии R , в элементе объема dv равно

$$K(R, t) dv = n(t) N(R, t) dv = N n(R, t) dv. \quad (2.6)$$

Отношение

$$\frac{n(R, t)}{n(t)} = \frac{N(R, t)}{N} \quad (2.7)$$

обозначим через $\eta(R, t)$.

Для $n(t)$ будем иметь уравнение

$$\frac{dn(t)}{dt} = - \left\{ \frac{1}{\tau} + \int_0^\infty N(R, t) W(R) dv \right\} n(t), \quad (2.8)$$

где интеграл по объему учитывает вероятность переноса в различные молекулы M_2 , которые в начальный момент предполагаются расположенными беспорядочно. Нижний предел интегрирования определяется суммой радиусов молекул, но его можно с достаточной точностью принять равным нулю (это не приводит к расходимости, как в предыдущем случае).

Скорость убывания $n(R, t)$ должна быть больше, чем для $n(t)$. Это можно учесть, выделив отдельно вероятность переноса для пары, находящейся на расстоянии R . Тогда

$$\frac{dn(R, t)}{dt} = - \left\{ \frac{1}{\tau} + \int_0^\infty N'(R, t) W(R) dv + W(R) \right\} n(R, t). \quad (2.9)$$

Распределение $N'(R, t)$ несколько отличается от $N(R, t)$, но если рассматриваемый объем v достаточно велик, то этим изменением можно пренебречь, так как

$$\frac{N'(R, t)}{N(R, t)} = \frac{Nv - 1}{Nv} \rightarrow 1$$

при $v \rightarrow \infty$

Заменив $n(R, t) = \eta(R, t) n(t)$, получим

$$\frac{d\eta(R, t)}{dt} = -W(R) \eta(R, t), \quad (2.10)$$

т. е. $\eta(R, t) = e^{-Wt}$ (так как $\eta(R, 0) = 1$). Отсюда

$$n(t) = n_0 \exp - \left[\frac{t}{\tau} + N \int_0^\infty (1 - e^{-W(R, \vartheta_1, \vartheta_2, \varphi) t}) dv \right]. \quad (2.11)$$

Подставив (1.10), можно вычислить интеграл в экспоненте:

$$\begin{aligned} \int_0^\infty (1 - e^{-Wt}) dv &= \iiint \sin \vartheta_1 \sin \vartheta_2 d\vartheta_1 d\vartheta_2 d\varphi \int_0^\infty (1 - e^{-\frac{B\Phi^2}{R^3} t}) R^2 dR = \\ &= \iiint \frac{\sqrt{B\Phi^2 t}}{3} \sin \vartheta_1 \sin \vartheta_2 d\vartheta_1 d\vartheta_2 d\varphi \cdot \int_0^\infty (1 - e^{-\frac{1}{x^3}}) dx; \end{aligned}$$

$$\int_0^{\infty} (1 - e^{-\frac{1}{x^2}}) dx \approx 1,8. \quad (2.12)$$

Для вычисления интеграла по углам необходимо принять во внимание, что нужно взять абсолютное значение множителя, зависящего от углов. Поэтому при усреднении по ϑ_2 нужно, фиксируя ϑ_1 , направить полярную ось вдоль направления электрического поля первого диполя и отсчитывать ϑ_2 от этого направления, а затем проинтегрировать по ϑ_1 , приняв во внимание угловую зависимость абсолютной величины электрического поля диполя. Таким образом получаем

$$\begin{aligned} \iiint |\Phi| \sin \vartheta_1 \sin \vartheta_2 d\vartheta_1 d\vartheta_2 d\varphi &= 2 \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sqrt{3 \cos^2 \vartheta_1 + 1} \sin \vartheta_1 d\vartheta_1 \times \\ &\times \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \cos \vartheta_2 \sin \vartheta_2 d\vartheta_2 d\varphi \approx 4\pi \cdot 0,69. \end{aligned} \quad (2.13)$$

Из (2.11) — (2.13) получим закон уменьшения числа возбужденных молекул M_1 :

$$n(t) = n_0 e^{-\frac{t}{\tau_{10}} - 2q \sqrt{\frac{t}{\tau_{10}}}} \quad (2.14)$$

где

$$q \approx 1,55 \left(\frac{\bar{\lambda}}{2\pi n} \right)^2 \sqrt{\frac{\tau_{10}}{\tau_{1e}} \alpha_2 \cdot N}. \quad (2.15)$$

Этот же закон получен несколько иным путем Ферстером [19]¹. Зависимость интенсивности люминесценции молекул M_1 от концентрации N молекул M_2 и от параметров переноса непосредственно получается интегрированием (2.14). Относительный выход люминесценции:

$$\begin{aligned} \frac{B}{B_0} &= \frac{\int_0^{\infty} n_0 e^{-\frac{t}{\tau_0} - 2q \sqrt{\frac{t}{\tau_{10}}}} dt}{\int_0^{\infty} n_0 e^{-\frac{t}{\tau_{10}}} dt} = \int_0^{\infty} e^{-x - 2q \sqrt{x}} dx = 1 - 2qe^q \int_q^{\infty} e^{-x^2} dx \approx \\ &\approx 1 - \sqrt{\pi}q + 2q^2 + \dots \end{aligned} \quad (2.16)$$

Среднее время возбужденного состояния молекул M_1 определяется выражением

$$\tau_1 = \frac{\int_0^{\infty} t n(t) dt}{\int_0^{\infty} n(t) dt} = \tau_{10} \frac{\int_0^{\infty} x e^{-x - 2q \sqrt{x}} dx}{\int_0^{\infty} e^{-x - 2q \sqrt{x}} dx} =$$

¹ Вывод закона затухания (2.14) оспаривался Свешниковым [26]. Однако, как было показано Антоновым-Романовским и автором [27], критика Свешникова неправильна. Розман [28] также подтвердил правильность вывода (2.14), получив это же выражение другим методом.

$$= \tau_{10} \frac{1 + q^2 - (3 + 2q^2) q e^{q^2} \int_0^\infty e^{-x^2} dx}{1 - 2q e^{q^2} \int_0^\infty e^{-x^2} dx} \approx \tau_{10} \left(1 - \frac{\sqrt{\pi}}{2} q + \dots \right). \quad (2.17)$$

Зависимость B/B_0 и τ/τ_0 от q представлена на рис. 2.

Таким образом выход и τ изменяются в нашем случае не пропорционально друг другу. Закон затухания (2.14) представлен на рис. 3 для значения $q = 0,5$. Можно заметить, что этот закон может быть довольно хорошо аппроксимирован мгновенным спадом вначале и последующей экспонентой. Такая аппроксимация проводилась фактически в работах автора [21, 29], где вводилось представление о сфере действия «мгновенного» тушения для объяснения непропорционального изменения выхода и τ . Радиус b сферы действия «мгновенного» тушения при такой аппроксимации можно связать с параметром q .

Из теории, включающей сферу действия мгновенного тушения, следует, что $B/B_0 = \tau/\tau_0 \cdot e^{-\Omega N}$, где $\Omega = 4/3 \cdot \pi b^3$ — объем сферы действия. Отсюда следует, что при малых концентрациях нужно положить:

$$\Omega = \frac{4}{3} \pi b^3 = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \frac{q}{N}$$

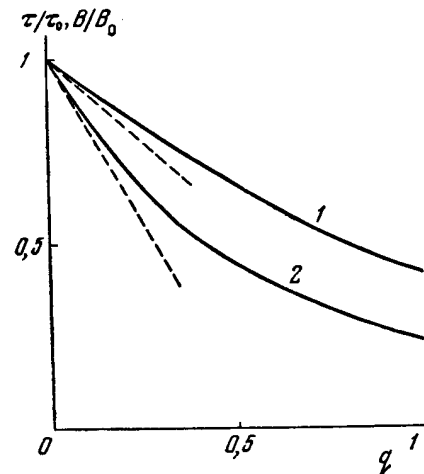


Рис. 2. Зависимость τ/τ_0 (кривая 1) и относительного выхода B/B_0 (кривая 2) от параметра q ; пунктиром показана зависимость линейных членов в (2.16) и (2.17) от параметра q

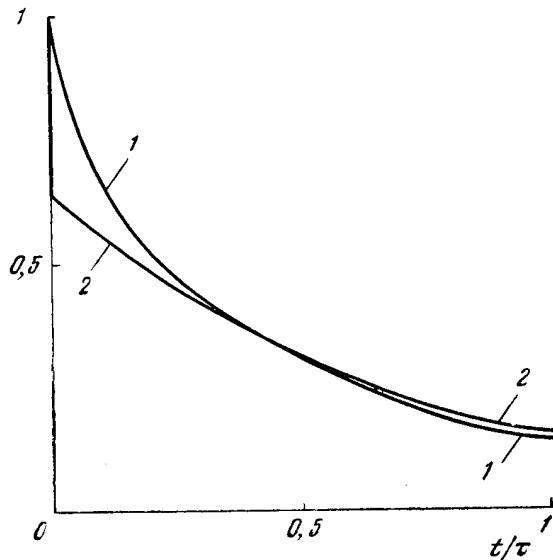


Рис. 3. Закон затухания (2.14) (кривая 1) и аппроксимация этого закона «мгновенным тушением» и экспонентой (кривая 2)

или

$$b^3 \approx 0,21 \frac{q}{N}. \quad (2.18)$$

Поскольку дальнейшая аппроксимация идет по экспоненте, это соответствует условиям полного перемешивания и формально можно связать введенный для этого случая радиус a с параметром q , что дает

$$a^3 \approx 0,47 \frac{q}{N}. \quad (2.19)$$

Отметим также, что из (1.9) можно определить характеристическое расстояние, на котором вероятность переноса сравнивается с вероятностью излучения $W(R_0) = 1/\tau_0$, откуда

$$R_0^3 \approx 0,315 \frac{q}{N} \quad (2.20)$$

(полагая $\Phi^2 = 2/3$).

ГЛАВА II

КОНЦЕНТРАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ [24]

§ 3. Теория

При увеличении концентрации флуоресцирующих растворов наблюдаются явления двух типов физико-химические (например, ассоциация молекул или изменение степени диссоциации, образование коллоидных частиц) и явления, обусловленные переносом энергии возбуждения. В большом числе случаев последние в определенных пределах концентраций не осложняются первыми, что дает возможность изучить влияние переноса энергии на зависимость люминесценции от концентрации. Обычный критерий отсутствия физико-химических изменений в растворах — независимость спектров люминесценции и поглощения от концентрации. Этот критерий применялся и в настоящей работе, хотя он является только необходимым, но недостаточным. Окончательное суждение об отсутствии осложняющих физико-химических факторов можно получить из всей совокупности экспериментальных данных и, в частности, из сравнения с теорией резонансного переноса, которая предварительно должна быть проверена для наиболее простых случаев.

Влияние переноса энергии возбуждения на люминесценцию растворов проявляется в концентрационной деполяризации и в концентрационном тушении, сопровождаемом уменьшением времени возбужденного состояния. Эти явления подробно исследовались в работах Вавилова и его сотрудников [7, 10, 30]. Теория Вавилова, как уже упоминалось, была полуфеноменологической, и входящие в теорию константы брались из опыта. Задача настоящей работы в этом вопросе состояла в том, чтобы на основе новых критически проанализированных экспериментальных данных провести сопоставление с теорией, которая, как следует из предыдущей главы, дает возможность связать вероятность переноса со спектрами люминесценции и поглощения.

Общая теория должна быть специализирована для этого случая. Опыты с влиянием концентрации производились для глицериновых растворов. Их вязкость достаточна для того, чтобы осуществлялся «случай непо-

движных молекул» (см. § 2). Действительно, среднее смещение молекулы при диффузионном (броуновском) движении за время возбужденного состояния можно оценить так:

$$\sqrt{\overline{r^2}} = \sqrt{\frac{kT}{\pi\eta}} \frac{\tau}{\sigma}, \quad (3.1)$$

где η — вязкость, σ — эффективный радиус. При вязкости порядка 10 пуаз получаем $\sqrt{\overline{r^2}} \approx 2\text{Å}$ (принимая для оценки $\sigma \approx 5\text{Å}$, $\tau \approx 10^{-8}$ сек.), что значительно меньше среднего расстояния, на котором происходит перенос.

Когда молекулы M_1 и M_2 одного сорта, перенос энергии возбуждения наиболее непосредственно проявляется в деполяризации люминесценции, наблюдаемой при увеличении концентрации раствора. Благодаря переносам энергии, первоначальная анизотропия возбуждения, внесенная возбуждающим поляризованным пучком, очень быстро утрачивается. Как показано в [11], степень поляризации люминесценции молекул после одного переноса составляет $p_1 = 1/42$, если предельная степень поляризации в разведенном растворе большой вязкости равна $p_0 = 1/2$ и если молекулы M_1 и M_2 ориентированы друг относительно друга беспорядочно.

В дальнейшем будем предполагать, что $p_1 \approx 0$.

Тогда, по общему правилу сложения поляризаций, получим

$$p = \frac{\sum \frac{2p_k}{3-p_k} I_k}{\sum \frac{2}{3-p_k} I_k} \approx p_0 \frac{I_0}{\sum I_k}, \quad (3.2)$$

где в приближенном равенстве принято, что

$$p_1 = p_2 = \dots = 0; \quad \frac{2}{3-p_k} \approx \frac{2}{3}.$$

Здесь I_0 пропорционально интенсивности люминесценции молекул, излучивших без переноса энергии, а $\sum I_k$ — общей интенсивности люминесценции.

Как известно, в теории Вавилова для объяснения концентрационного тушения предполагается, что часть переносов сопровождается тушением. В обозначениях Вавилова при концентрации c вероятность переносов без тушения равна c/k_2 , а вероятность переносов с тушением — c/k_1 . Для характеристики относительной вероятности переносов с тушением и без тушения введем величину $\bar{\rho} = \frac{1/k_2}{1/k_1 + 1/k_2}$ (выход люминесценции после переноса).

Кроме того, для объяснения не пропорционального изменения выхода и τ в теории Вавилова вводится «сфера действия мгновенного тушения» Ω . Как уже отмечалось в § 2 для «случая неподвижных молекул» и без сферы действия, зависимости выхода и τ от концентрации подчиняются различным законам. Поэтому заранее вводить мгновенное тушение нет необходимости, и сравнение с экспериментальными данными должно показать, насколько хорошо согласуется теория с опытом.

Обозначая, как и в § 2, выход люминесценции молекул, не испытывавших переноса, через B и выход при нулевой концентрации через B_0 , по-

лучим для степени поляризации на основании (3.2):

$$p = p_0 \frac{B_{\bar{\rho}}}{B_0 - B(1 - \bar{\rho})} \approx p_0 \frac{B}{B_0} = p_0 (1 - 2qe^{\bar{\rho}} \int_q^{\infty} e^{-x^2} dx) \approx \approx p_0 (1 - \sqrt{\pi} q), \quad (3.3)$$

где первое приближенное равенство относится к случаю, когда

$$(1 - \bar{\rho}) \ll 1 \text{ и } \left(1 - \frac{B}{B_0}\right) \ll 1.$$

Аналогично для выхода люминесценции η и средней длительности жизни τ получим:

$$\eta = B_0 - (B_0 - B)(1 - \bar{\rho}) \approx B_0 [1 - \sqrt{\pi} (1 - \bar{\rho}) q], \quad (3.4)$$

$$\tau \approx \tau_0 \left[1 - \frac{\sqrt{\pi}}{2} (1 - \bar{\rho}) q\right]. \quad (3.5)$$

Сравнивая (3.3) (3.4) и (3.5) с соответствующими формулами теории Вавилова (для малых концентраций), получим связь между эмпирическими константами этой теории и величиной q :

$$\frac{\tau_0}{k_2} = \sqrt{\pi} \frac{q}{N}; \quad \frac{\tau_0}{k_1} = \Omega = \frac{1}{2} \frac{\tau_0}{k_2} (1 - \bar{\rho}). \quad (3.6)$$

Выход люминесценции после переноса $\bar{\rho}$ должен рассматриваться и здесь как эмпирическая константа. Однако имеется возможность указать его верхнюю границу. Действительно, естественно ожидать, что падение выхода при антистоксовом возбуждении должно происходить не только при возбуждении внешним излучением, но и при переносах, поскольку переходы происходят в обоих случаях между теми же самыми состояниями. Поэтому в случае, когда нет других причин тушения, при переносе можно ожидать, что

$$\bar{\rho} = \frac{\int \rho(\omega) \alpha(\omega) F(\omega) d\omega}{\int \alpha(\omega) F(\omega) d\omega}, \quad (3.7)$$

где $\rho(\omega)$ — выход люминесценции в зависимости от возбуждающей частоты.

§ 4. Методика измерений

При экспериментальном изучении влияния концентрации растворов на люминесценцию в особенности необходимо исключать или учитывать влияние реабсорбции и вторичного излучения [11]¹. Реабсорбции можно избежать, применяя достаточно тонкие слои. Метод учета влияния вторичного излучения на деполаризацию люминесценции дан Вавиловым [32]. Аналогично можно учесть или избежать реабсорбции при измерениях относительного выхода и длительности флуоресценции. Необходимо отметить, что до сих пор почти все измерения зависимости длительности флуоресценции растворов от концентрации проводились в толстых слоях. Впервые в [11] было отмечено, что длительность флуоресценции растворов флуоресценна

¹ Теория влияния вторичного излучения на τ недавно рассмотрена более точно, чем в [11], Аграновичем [31].

значительно увеличивается благодаря реабсорбции и вторичному излучению. Этот эффект был подробно изучен в [14, б, в].

Ниже кратко описываются особенности методики измерений, применявшейся в настоящей работе.

Поляризация люминесценции. Поляризация люминесценции измерялась известным визуальным методом при помощи пластинки Савара и компенсирующей стеклянной стопки. Возбуждающий свет (ртутная лампа со светофильтрами, выделяющими линию 436 или 546 $m\mu$), поляризовался при помощи поляризационной призмы. Для исключения влияния вторичной флуоресценции измерения производились с тонкими слоями, которые получались путем зажимания капли раствора между двумя стеклами. Поглощение возбуждающего света в этих слоях составляло 5—10%. При больших концентрациях, когда получить такие слои было трудно, вводились поправки по методу Вавилова [32].

Относительный выход. Относительный выход определялся по яркости люминесценции тонких слоев, измеренной в длинноволновой части спектра люминесценции. Одновременно при помощи фотоэлемента измерялось поглощение возбуждающего света в слое. Слои были такой толщины, что поглощение возбуждающего света составляло 10—20%.

Спектры поглощения и люминесценции. Спектры поглощения измерялись в видимой области спектра на регистрирующем спектрофотометре. Спектры люминесценции получались на спектрофотометрической установке, состоящей из монохроматора УМ-2 и фотоумножителя (см. введение). Чтобы получить спектр, не искаженный реабсорбцией, измерения производились для тонкого слоя раствора небольшой концентрации.

В изучавшихся пределах концентраций форма спектров поглощения и люминесценции растворов не изменяется с концентрацией.

Зависимость выхода от длины волны возбуждающего света. Для определения зависимости выхода от длины волны возбуждающего света в области длинноволнового спада выхода производилось возбуждение люминесценции растворов различными длинами волн, выделявшимися монохроматором УМ-2 (источник — лампа накаливания). Относительная яркость свечения растворов измерялась фотоумножителем через светофильтр, выделявший длинноволновую часть спектра люминесценции. В этих измерениях использовались растворы значительной концентрации в толстом слое, чтобы обеспечить полное поглощение всех длин волн. Относительная энергия возбуждающего света разных спектральных участков измерялась при помощи термостолбика.

На рис. 4 в качестве примера приведены спектры люминесценции $F(\lambda)$, поглощения $\alpha(\lambda)$ и зависимость $\varphi(\lambda)$, а также кривая $F(\lambda)\alpha(\lambda)$ для раствора флуоресцеина.

Длительность люминесценции τ . Как уже отмечалось, наблюдаемое τ сильно зависит от толщины слоя раствора из-за реабсорбции и вторичной

Таблица 1
Зависимость τ растворов флуоресцеина от
толщины слоя

Толщина слоя, мм	$\tau \cdot 10^9$ сек.	
	$c=10^{-4}$ г/мл	$c=10^{-3}$ г/мл
8	5,5	6,1
1	5,0	5,9
0,2	4,0	5,2
0,04	—	4,2

флуоресценции. В табл. 1 приведены измеренные значения τ для растворов флуоресцеина в глицерине с концентрациями 10^{-4} г/мл и 10^{-3} г/мл при фронтальном возбуждении линией 436 мμ.

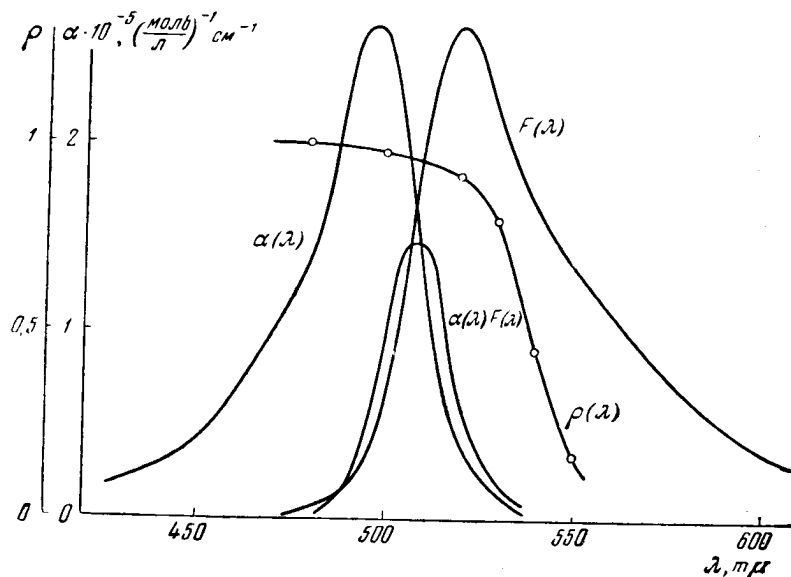


Рис. 4. Спектр люминесценции, выраженный в числе квантов (относительные единицы) $F(\lambda)$, спектр поглощения $\alpha(\lambda)$, произведение $\alpha(\lambda) F(\lambda)$ и зависимость квантового выхода $\rho(\lambda)$ для раствора флуоресцеина в глицерине

Зависимость τ от концентрации может быть сильно искажена при измерениях на толстых слоях, что иллюстрируется на рис. 5 для растворов родамина 5G (ср. [146, в]). Поэтому измерения концентрационной зависимости производились на тонких слоях, аналогичных тем, которые применялись для измерений относительного выхода.

При измерениях длительности люминесценции фазовым методом с синусоидальной модуляцией, как уже отмечалось во введении, нужно иметь в виду, что результат зависит от закона затухания.

Если закон затухания представлен некоторой функцией $f(t)$, то сдвиг фазы φ при флуорометрических измерениях определяется выражением

$$\operatorname{tg} \varphi = \omega \tau_{\text{фл}} = \frac{\int_0^{\infty} f(t) \sin \omega t dt}{\int_0^{\infty} f(t) \cos \omega t dt}, \quad (4.1)$$

где ω — частота модуляции, а величина $\tau_{\text{фл}}$ определяется этим выраже-

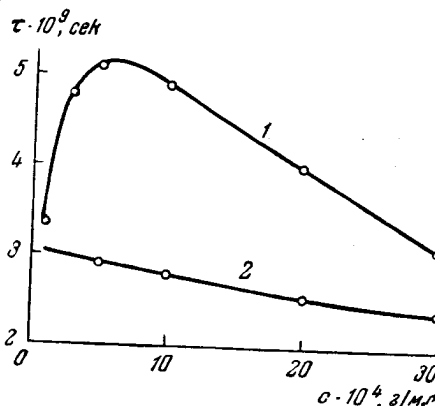


Рис. 5. Зависимость τ от концентрации растворов родамина 5G в глицерине при наблюдении в толстых (кривая 1; ~ 10 мμ) и тонких (кривая 2) слоях

нием; $\tau_{\text{фл}}$ отличается от среднего $\bar{\tau}$:

$$\bar{\tau} = \frac{\int_0^{\infty} t f(t) dt}{\int_0^{\infty} f(t) dt}. \quad (4.2)$$

Вычисление (4.1) для закона затухания (2.14) в общем виде сложно. Для оценки отличия $\tau_{\text{фл}}$ от $\bar{\tau}$ можно ограничиться областью, где справедливо приближенное выражение (3.5), и найти поправку к τ также в первом приближении по q . Разложив (2.14) в ряд по степеням q и ограничившись линейным членом, получим для вычисления $\tau_{\text{фл}}$ следующее выражение:

$$\omega \tau_{\text{фл}} = \frac{\int_0^{\infty} (1 - 2q \sqrt{x}) e^{-x} \sin ax dx}{\int_0^{\infty} (1 - 2q \sqrt{x}) e^{-x} \cos ax dx}, \quad (4.3)$$

где $a = \omega \tau_0$. Вычисление дает следующую поправку к (3.5):

$$\tau_{\text{фл}} = \tau_0 \left[1 - \frac{V\pi}{2} (1 - \bar{p}) q \cdot \varphi(a) \right], \quad (4.4)$$

где

$$\varphi(a) = \frac{1}{a} \sqrt{\frac{2}{1+a^2}} (V(1+a^2)^{3/2} + 3a^2 - 1 - a \sqrt{(1+a^2)^{3/2} - 3a^2 + 1}).$$

В случаях, рассмотренных в этой главе, $a \approx 0,5$, что дает для $\varphi(a)$ около 1,1¹.

§ 5. Результаты измерений и сравнение с теорией

Измерения концентрационных эффектов производились для глицериновых растворов трех флуоресцирующих красителей: флуоресцеина (щелочной раствор), родамина 5 G и акридина оранжевого².

На рис. 6 приведены кривые зависимости относительных значений степени поляризации P и длительности флуоресценции τ , а также относительного выхода η от концентрации растворов. Общий вид кривых качественно соответствует выражениям (2.16) и (2.17) (см. рис. 2). Для количественного сравнения с теорией правильнее воспользоваться экспе-

¹ В [24] и в первоначальном тексте диссертации выражение для $\varphi(a)$ было неправильным. Автор пользуется случаем выразить благодарность В. И. Широкову, указавшему на эту ошибку.

² Известно, что в некоторых растворителях спектры акридина оранжевого сильно изменяются с концентрацией. Это объясняется тем, что акридин оранжевый может существовать в различных формах, соотношение между которыми зависит от концентрации [41]. Для глицериновых растворов так же, как по данным [41] для многих других органических растворителей, зависимость спектра от концентрации невелика. В нашем случае обнаруживалась некоторая деформация спектра поглощения, достигавшая 30—40% в длинноволновой части при наибольшей имевшейся концентрации ($5 \cdot 10^{-3}$ г/мл). При малых концентрациях, к которым относится большая часть данных и выводов, изменения спектра незаметны. Тем не менее выбор акридинового оранжевого для концентрационных опытов следует признать не вполне удачным.

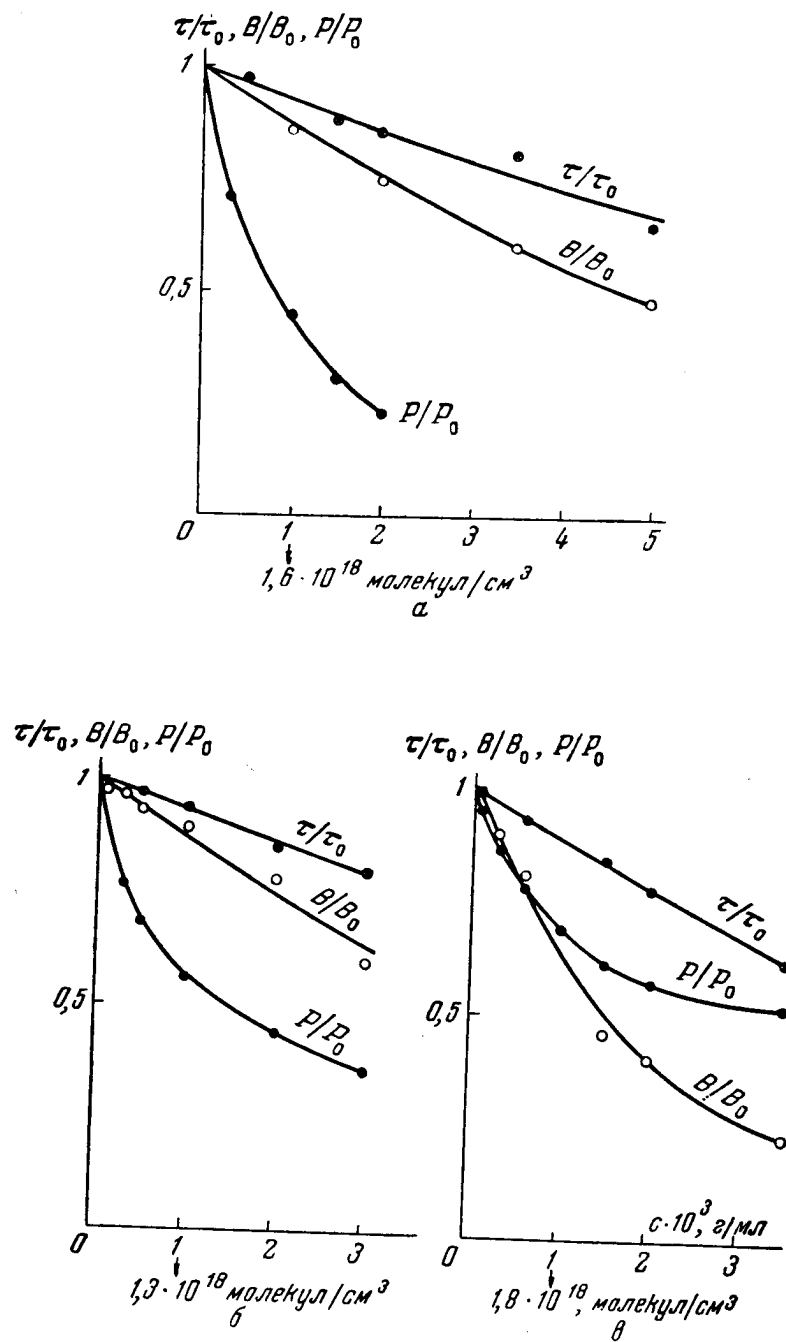


Рис. 6. Зависимость τ/τ_0 , B/B_0 , P/P_0 от концентрации для растворов в глицерине
a — флуоресцеина; *б* — родамина 5G; *в* — акридина оранжевого

риментальными данными для малых концентраций, так как при более значительных концентрациях могут возникнуть осложнения, не учитываемые теорией. В табл. 2 приведены определенные по начальному наклону кривых коэффициенты, соответствующие эмпирическим константам (3.6) феноменологической теории, и величины, вычисленные по теории переноса. Величина τ_0/τ_e принималась для флуоресцеина равной единице, а для родамина и акридина оранжевого порядка 0,5 в соответствии с их выходом люминесценции, т. е. предполагалось, что выход, меньший единицы при $c \rightarrow 0$, обусловлен каким-то тушением второго рода.

Таблица 2

Вещество	$\tau_0 \cdot 10^9$, сек.	$\frac{\tau_0}{\tau_e}$	$\bar{\lambda}$, м.к.	$\bar{\alpha} \cdot 10^{17}$	$\frac{\tau_0}{k_2}$	$\frac{\tau_0}{k_2}$	$\frac{\tau_0}{k_1}$	$\frac{\tau_0}{k_1 + \Omega}$	$\frac{\tau_0}{k_1 + \Omega}$	$1 - \bar{p}$	$\frac{\tau_0}{k_1 + \Omega}$	R_0 , А
					$\times 10^{20} \left(\frac{\text{молекула}}{\text{см}^3} \right)^{-1}$				$\frac{\tau_0}{k_2}$		$\frac{\tau_0}{k_1}$	
Флуорес- цеин	4,2	1,0	509	3,3	59	48	4,0	8,8	0,15	0,08	2,2	43
Родамин	3,0	0,5	544	4,0	54	42	5,0	10,0	0,18	0,06	2,0	42
Акридин оранже- вый	3,8	0,5	514	1,7	25	25	6,1	18,0	0,72	0,16	2,9	35

Сопоставление экспериментальных и вычисленных величин позволяет сделать следующие заключения.

1. Вычисленные по теории переноса вероятности $(\tau_0/k_2)_{\text{теор}}$ удовлетворительно согласуются с определенными из деполяризации люминесценции $((\tau_0/k_2)_{\text{эксп}})$.

2. Экспериментально подтверждается соотношение между зависимостями относительного выхода и τ от концентрации (удвоенный наклон кривой выхода по сравнению с кривой τ), которое следует из теории для «случая неподвижных молекул». В терминах старой теории, включающей «мгновенное тушение», это соотношение соответствует равенству $\tau_0/k_1 = \Omega$, т. е. отношение $(\frac{\tau_0}{k_1} + \Omega) / \frac{\tau_0}{k_1}$ должно быть равно двум. Действительно, как видно из табл. 2, это отношение близко к 2.

3. Соотношение между вероятностями переносов с тушением и без тушения, т. е. отношение $(\frac{\tau_0}{k_1} + \Omega) / \frac{\tau_0}{k_2}$ больше, чем величина $1 - \bar{p}$. Таким образом, переносов с тушением больше, чем следует ожидать в том случае, если тушение обусловлено только «антистоксовыми переносами». Возможно, что для флуоресцеина разность между $(\frac{\tau_0}{k_1} + \Omega) / \frac{\tau_0}{k_2}$ и $1 - \bar{p}$ лежит в пределах ошибок опыта. В других двух случаях переносов с тушением определено больше, чем следует из зависимости выхода от длины волны возбуждающего света. Это отличие связано, по-видимому, с тем, что у флуоресцеина квантовый выход в стоксовой области близок к единице. У двух других красителей выход меньше единицы, и, возможно, что кроме тушения второго рода имеется тушение первого рода¹. Поэтому в этих случаях нельзя нормировать выход к единице, как это сделано при вычислении \bar{p} в области перекрытия спектров.

¹ Тушение второго рода учитывается введением величины τ_0 , наряду с τ_e . В случае акридина оранжевого вполне вероятно, что на концентрационное тушение влияет образование димеров или других форм (см. примечание на стр. 20).

Таким образом, величина концентрационной деполяризации и соотношение между выходом и τ хорошо согласуются с теорией. Некоторые наблюдающиеся расхождения можно отнести как к неточности экспериментальных данных (возможная ошибка во всей совокупности измерений, необходимых для сравнения с теорией, должна оцениваться не менее чем в 20—30%), так и к тому, что в теории не приняты во внимание некоторые усложняющие обстоятельства. Так, например, возможно, что в некоторых случаях на статистическое распределение расстояний между молекулами может влиять кулоновское отталкивание, когда молекулы являются ионами. Как отмечено в [19], это взаимодействие мало на тех расстояниях, на которых происходит перенос (тем более, что в нашем случае диэлектрическая проницаемость растворителя очень велика — $\epsilon = 74^1$), но оно может быть существенным для двухзарядных ионов.

Некоторого уточнения требует также рассмотрение влияния флуктуаций плотности на перенос энергии при таких концентрациях, когда нужно учитывать не только первый, но и последующие переносы. После первой передачи энергии, вследствие очень сильной зависимости вероятности переноса от расстояния, относительно возрастает число возбужденных молекул, имеющих вблизи невозбужденную молекулу, от которой была получена энергия возбуждения. Очевидно, что это обстоятельство должно иметь следствием более быстрое тушение, но более медленную деполяризацию. Нужно отметить также, что в теории не учитывалось влияние на деполяризацию большей вероятности повторных переносов между молекулами, оси диполей которых составляют малый угол, так как считалось, что уже первый акт переноса приводит к полной деполяризации.

Возможно, что внесение в теорию этих уточнений приведет к некоторому изменению в оценке относительного числа переносов с тушением и без тушения. Удастся ли таким путем объяснить экспериментально наблюдаемое соотношение между тушащими и нетушащими переносами или, как предполагалось выше, это соотношение обусловлено существованием тушения первого рода, — в настоящее время еще не ясно. Можно отметить, что для некоторых случаев может быть указан конкретный механизм тушения первого рода. В тех случаях, когда при повышении концентрации наблюдается обратимая ассоциация молекул, причем ассоциированные пары молекул не люминесцируют, перенос энергии к такой ассоциированной паре как раз и будет сопровождаться тушением первого рода. Несомненно, что теоретическое и экспериментальное исследование такого процесса, возрождающего на новой основе известную идею Душинского, заслуживает внимания².

Наконец, следует отметить, что лежащее в основе теории представление о молекуле как о точечном диполе, окруженном непрерывной средой с определенным показателем преломления, также, конечно, приближенно. Представление о непрерывной среде (растворителе), по-видимому, вполне допустимо на расстояниях, при которых происходит перенос (~ 20 — 50 Å). Вопрос же о том, до каких расстояний допустимо представление о точечном диполе в случае молекул с размерами порядка 10 Å и более, требует специального анализа.

Однако поправки, которые могут внести указанные уточнения, не должны, по-видимому, быть велики и не могут повлиять на основное заключение о том, что концентрационные явления в области достаточно малых концентраций могут быть объяснены резонансным переносом энергии.

¹ Это значение измерено для применявшегося в опытах глицерина на звуковой частоте.

² См. работу Левшина и Барановой (Оптика и спектр. 6, 55 (1959)).

ГЛАВА III

РЕЗОНАНСНОЕ ТУШЕНИЕ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ РАСТВОРОВ

Тушение люминесценции веществами, которые сильно поглощают свет в той же спектральной области, в которой излучает люминесцирующее вещество, исследовалось впервые Перреном [34], рассматривавшим его как проявление «молекулярной индукции». Смысл этого понятия и сама работа [34] не казались, по-видимому, достаточно ясными, и это явление оставалось забытым в течение 20 лет, пока к его исследованию независимо не вернулись Вавилов и автор [35] и Ферстер [19]. Дальнейшие результаты были получены в [36, 37].

Пока общая теория переноса энергии не была достаточно ясна, существовало мнение, что в концентрационных эффектах проявляется взаимодействие («квантово-механический резонанс»), специфическое для одинаковых молекул. Между тем, из теории естественно следует, что взаимодействие молекул определяется их оптическими свойствами и в рассматриваемом приближении (достаточно малые взаимодействия на сравнительно больших расстояниях) не зависит от деталей химической структуры. Поэтому, если молекула M_1 — люминесцирующая, а молекула M_2 — не люминесцирующая, т. е. обладающая способностью очень быстро переводить электронную энергию возбуждения в тепло, то следствием переноса энергии от M_1 к M_2 должно быть тушение люминесценции.

Такое тушение, которое можно назвать резонансным тушением, и наблюдается на опыте, причем все его качественные особенности согласуются с ожидаемыми из теории. Следует отметить, что в этом случае измерение среднего времени возбужденного состояния как метод исследования оказывается особенно полезным и дает наиболее убедительные результаты, так как для того, чтобы по интенсивности свечения судить о выходе, необходимо принимать во внимание не только реабсорбцию, но и неактивное поглощение возбуждающего света в тушителе. Кроме того, при измерении τ гораздо легче исключить возможное влияние каких-либо химических взаимодействий, которые могут сказаться на интенсивности свечения. Вместе с тем специальный метод измерения относительного выхода, дающий возможность избежать поправок на реабсорбцию и неактивное поглощение, как будет показано ниже, достаточно прост, и результаты, полученные путем сравнения зависимостей относительного выхода и τ от концентрации тушителя, оказываются существенными для выяснения влияния вязкости растворителя на резонансное тушение.

§ 6. Тушение 3-аминофталмида хризоидином в глицериновом и спиртовом растворах

Резонансное тушение люминесцирующих веществ типа красителей, а также более простых различными поглощающими веществами было исследовано в работах [35—37]. В них было установлено прямыми измерениями, что во всех случаях тушение сопровождается уменьшением длительности люминесценции, причем обычно выход падает несколько быстрее, чем τ . В [36] это расхождение между кривыми зависимости выхода и τ от концентрации тушителя было истолковано на основе гипотезы о существовании сферы действия мгновенного тушения. Между тем, как следует из гл. I, такое предположение, по крайней мере для вязких растворов, представляет собой довольно грубую аппроксимацию и можно провести более точное рассмотрение. Здесь в качестве примера

будет рассмотрено тушение 3-аминофталимида хризоидином, причем для сравнения наблюдаемого изменения τ и тушения с ожидаемым из спектров используются данные новых измерений Беликовой и автора.

Метод, при помощи которого исключалось влияние реабсорбции и неактивного поглощения на измерения относительного выхода люминесценции, как и в [37], состоял в получении растворов с разной концентрацией тушителя путем разведения одного исходного раствора чистым растворителем. Таким образом, соотношение между концентрацией люминофора и тушителя оставалось постоянным и, следовательно, соотношение между поглощением возбуждающего света в люминофоре и тушителе и поправки на реабсорбцию также оставались постоянными. Если в использованных пределах концентраций концентрационное тушение люминесцирующего вещества отсутствует, то его концентрация несущественна для резонансного тушения, так как при этом возбужденные молекулы люминофора взаимодействуют с молекулами тушителя независимо от концентрации невозбужденных молекул люминофора. Поэтому измерения относительной интенсивности люминесценции растворов, полученных таким методом, дают значения относительного выхода. Относительный выход непотушенного раствора может быть найден с достаточной точностью экстраполяцией полученной таким способом кривой зависимости относительного выхода от концентрации к нулевой концентрации тушителя. На рис. 7 представлены спектры люминесценции растворов 3-аминофталимида, потушенных хризоидином при разных концентрациях. Подобие спектров всех потушенных растворов говорит о том, что спектры люминесценции и реабсорбции не зависят от концентрации.

Измерения среднего времени возбужденного состояния производились для тех же растворов также при возбуждении $\lambda = 365$ мк. На рис. 8 даны кривые зависимости относительного выхода и относительных значений τ от концентрации тушителя. За единицу приняты значения выхода и τ , полученные указанной выше экстраполяцией.

Для сравнения с теорией резонансного переноса был вычислен интеграл перекрытия (т. е. величина $\bar{\alpha}$) спектра люминесценции 3-аминофталимида и спектра поглощения хризоидина. Эти спектры приведены на рис. 7, а полученные значения $\bar{\alpha}$ — в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Тушение 3-аминофталимида хризоидином

Растворитель	$\tau_0, 10^{-9}$ сек.	$\bar{\lambda}, \text{ мк}$	$\bar{\alpha} \cdot 10^{17}$	$R_0, \text{ \AA}$	$a, \text{ \AA}$	$b, \text{ \AA}$	$V \sqrt{\frac{\pi}{r^2}}, \text{ \AA}$	$\frac{V\pi}{2} q$ при $c=2 \cdot 10^{-4} \text{ г/мл}$	
								вычисл.	эксп.
Глицерин Этиловый спирт	9,5	485	3,4	43	—	—	2	0,06	0,07
	12,4	475	3,8	45	37	31	44	0,12	0,22

Для глицериновых растворов, как и в случае концентрационных эффектов, вполне допустимо предположение о том, что молекулы неподвижны в течение времени возбужденного состояния. Поэтому должны быть справедливы выводы § 2, т. е. зависимость выхода и τ от концентрации тушителя определяются выражениями (2.16) и (2.17).

В спиртовых растворах среднее смещение $V \sqrt{\frac{\pi}{r^2}}$ молекул, рассматриваемых как броуновские частицы, за среднее время возбужденного состояния сравнимо с расстояниями, на которых происходит перенос. Очевидно,

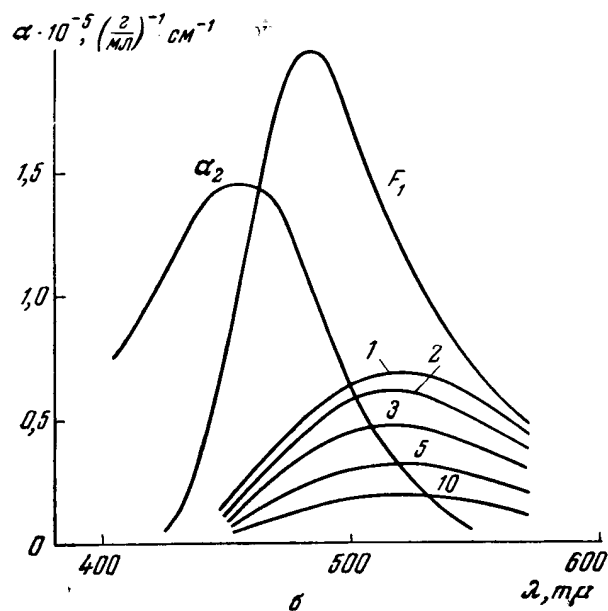
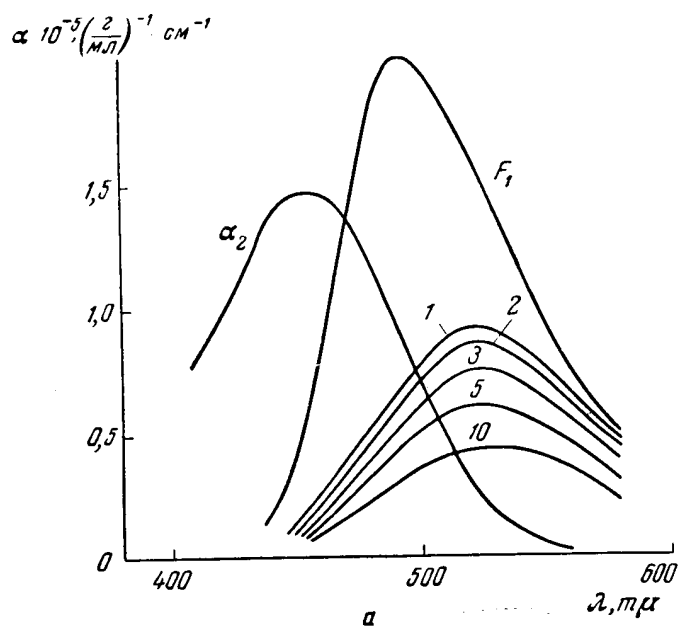


Рис. 7. Спектр поглощения (α_2) хризоидина, спектр люминесценции (F_1) 3-аминофталимида (в относительных единицах) и спектры люминесценции потухших растворов:

а — растворы в глицерине, б — растворы в спирте (числа у кривых указывают концентрацию хризоидина в 10^{-4} г/мл)

что в этих условиях перенос должен происходить с несколько большей вероятностью и, поскольку происходит некоторое «перемешивание», соотношение между выходом и τ должно быть ближе к пропорциональности. Такое «сближение» кривых выхода и τ действительно наблюдается для спиртовых растворов (см. рис. 8), в то время как в глицериновых растворах кривая выхода имеет приблизительно удвоенный наклон по сравнению с кривой для τ .

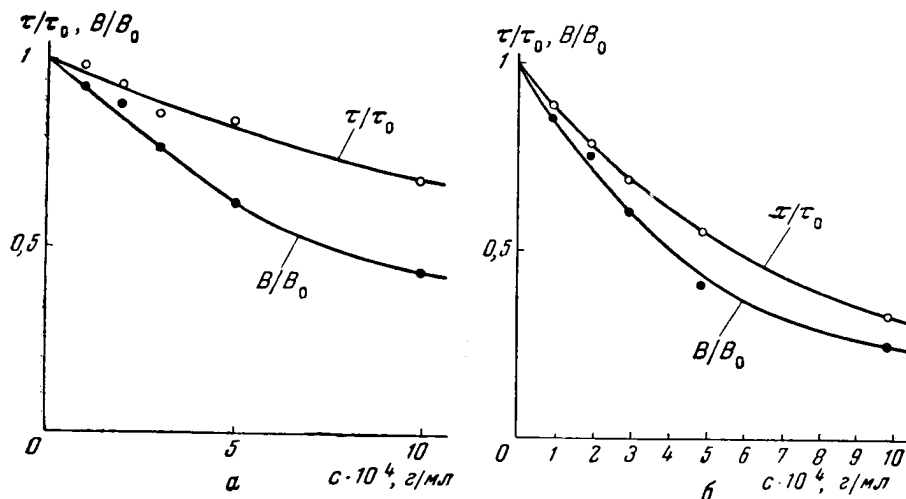


Рис. 8. Зависимость τ/τ_0 и B/B_0 от концентрации тушителя при тушении 3-аминофталимида хризоидином: а — в глицерине; б — в спирте ■

Величины R_0 и a соответствуют определенным в § 2, причем R_0 вычислено по спектрам (т. е. по \bar{a}), а a — из экспериментальных данных в предположении о полном перемешивании вне сферы с радиусом a . Величина b — радиус сферы действия «мгновенного тушения», которую в рамках «случая перемешивания» необходимо ввести для объяснения расхождения между кривыми выхода и τ , может быть

вычислена по формуле $b = \sqrt{\frac{3}{4\pi}(\beta_1 - \beta_2)}$, где β_1 и β_2 — угловые коэффициенты начальных участков соответственно кривых выхода и τ [36] (при концентрациях, выраженных в числе молекул в 1 см^3)¹. При вычислениях принималось, что $\tau_0/\tau_c \approx 1$, так как выход свечения 3-аминофталимида близок к единице.

¹ В теории, включающей мгновенное тушение [см. 17], зависимость τ и выхода от концентрации тушителя для малых концентраций можно представить линейными выражениями

$$\frac{\tau}{\tau_0} = 1 - \beta_2 N; \quad \frac{B}{B_0} = 1 - \beta_1 N.$$

Связь между τ и выходом зависит от «сферы действия мгновенного тушения»:

$$\frac{\tau}{B} = e^{-\Omega N} \approx 1 - \Omega N.$$

Отсюда получаем:

$$\beta_1 - \beta_2 \approx \Omega = \frac{4}{3} \pi b^3.$$

Как следует из кривых рис. 7 и 8 и табл. 3, теоретические ожидания оправдываются на опыте¹. Действительно, для глицериновых растворов экспериментальные значения $\frac{V\pi}{2}q$ хорошо согласуются с вычисленными, а для спиртовых — экспериментальные значения выше вычисленных. Величина R_0 имеет такой же порядок величины, как и при концентрационных явлениях. Для спиртовых растворов имеется случай, переходный к «случаю перемешивания». В этом случае предположение о перемешивании и аппроксимация «мгновенного» тушения при помощи сферы действия дает удовлетворительный результат, так как вычисление радиуса «сферы мгновенного тушения» из предположения о полном перемешивании и из расхождения между относительными выходом и τ дает близкие результаты.

§ 7. Резонансное тушение растворов сернокислого уранила

Ураниловые соли дают возможность проверить характерное свойство резонансного тушения: в «случае неподвижных молекул» тушение не должно зависеть от абсолютной величины τ_0 . Известно, что при тушении прозрачными тушителями типа иодистого калия («диффузионное тушение») константа тушения растет с возрастанием τ_0 , так как при этом увеличивается вероятность соударений за время возбужденного состояния. Это обстоятельство сильно сказывается на тушении ураниловых солей в мало вязких растворах. Ураниловые соли очень легко тушатся, так как время возбужденного состояния уранила в жидких растворах порядка 10^{-4} — 10^{-6} сек. Поэтому резонансное тушение ураниловых солей можно исследовать только в очень вязких растворах, когда диффузионное тушение слабо.

В качестве объекта измерений были выбраны замороженные растворы сернокислого уранила в концентрированной серной кислоте. Серная кислота, охлажденная в жидком азоте, образует сравнительно прозрачную среду и мало растрескивается. Измерялось только τ (а не выход), так как установка не была приспособлена к измерениям интенсивности — наблюдения проводились на растворах, налитых в простые пробирки, которые охлаждались погружением в прозрачный дьюар с жидким азотом. В качестве тушителей после многочисленных пробных опытов были выбраны краситель — хризоидин и двуххромовокислый калий, как не взаимодействующие химически с уранилом и серной кислотой. Впрочем, химическая реакция, не нарушающая значительно спектров, не повлияла бы на результат, поскольку производились измерения τ , а не относительного выхода.

Измерения τ производились при помощи осциллографического флуороскопа («тауметра») Толстого и Феофилова [39], а возбуждение — от ртутной лампы СВД через черный фильтр (т. е. главным образом областью 365 мμ). Для иллюстрации изменения соотношения между обычным тушением посторонними веществами и резонансным тушением при увеличении вязкости раствора на рис. 9 приведены кривые зависимости τ

¹ В недавней работе Кузнецовой и Свешникова [38] более подробно исследовано влияние вязкости растворителя на резонансное тушение. Результаты этой работы подтверждают, что при уменьшении вязкости резонансное тушение усиливается. Однако в [38] в некоторых случаях не наблюдалось сближения кривых выхода и τ при уменьшении вязкости, которое следует из качественных соображений, приведенных в этом параграфе. Несомненно, что желательно дать более строгую теорию влияния диффузионного движения на резонансное тушение.

от температуры для растворов, потушенных значительным количеством NaCl и исследуемыми поглощающими тушителями.

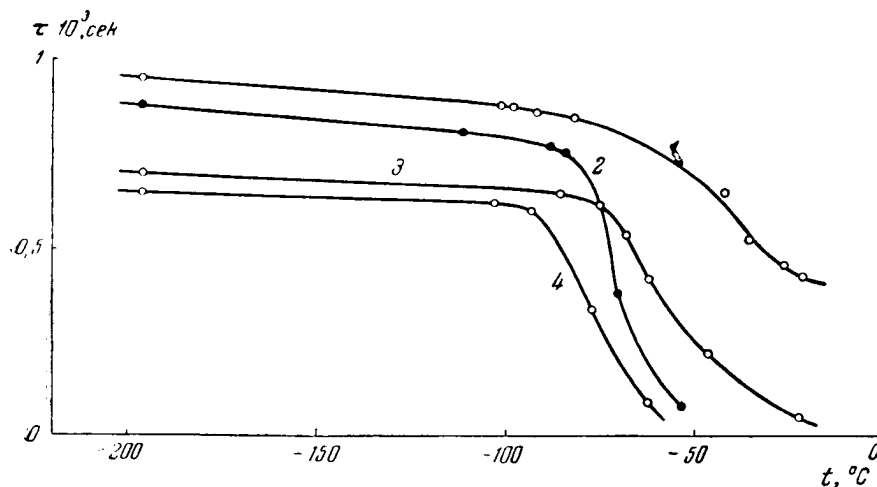


Рис. 9. Зависимость τ растворов сернокислого уранила в серной кислоте от температуры

1 — чистый раствор; 2 — раствор, потушенный NaCl (10%); 3 — раствор, потушенный хризоидином ($5 \cdot 10^{-4}$ г/см³); 4 — раствор, потушенный $K_2Cr_2O_7$ (0,5%)

Как видно из рис. 9, «диффузионное тушение», очень сильное при комнатной температуре, почти совершенно исчезает при замораживании, в то время как эффект резонансного тушения остается.

На рис. 10 приведена зависимость τ от концентрации тушителей для замороженных растворов.

Для сравнения с теорией необходимо знать спектры. Спектр люминесценции сернокислого уранила (при температуре жидкого азота) и спектры поглощения тушителей¹ приведены на рис. 11. В табл. 4 даны величины, входящие в расчет. Поскольку выход свечения уранила весьма высок, то τ_0/τ_e полагалось равным единице.

Как следует из табл. 4, по порядку величины резонансное тушение сернокислого уранила происходит в согласии с теорией. Наблюдающиеся расхождения в 2—3 раза не имеют ничего общего с различием в τ_0 , которое в 10^5 раз больше, чем у красителей². Этот результат подтверждает указанное выше свойство резонансного тушения — независимость от τ_0 . Кроме того, согласие по порядку величины между опытом и теорией дает косвенное подтверждение того, что излучатель в ураниле — электрический диполь. Действительно, как показано в [23], для перехода, соответствующего электрическому диполью (а это имеет место, несомненно, для

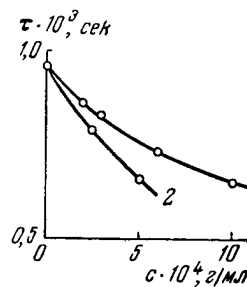


Рис. 10. Зависимость τ растворов сернокислого уранила в серной кислоте ($t = -196^\circ \text{C}$) от концентрации тушителей
1 — хризоидин, 2 — $K_2Cr_2O_7$

¹ Спектры поглощения измерены при комнатной температуре. Качественно они сохраняют свой вид при понижении температуры, но этот дефект измерений может, конечно, повлиять на точность проводимого сравнения с теорией.

² Причина расхождений в 2—3 раза не ясна.

Таблица 4

Тушение сернокислого уранила в серной кислоте

Тушитель	Молек. вес	n	$\bar{\lambda}$, mμ	$\bar{\alpha} \cdot 10^{17}$	$\frac{\sqrt{\pi}}{2} q$ при $5 \cdot 10^{-4}$ г/мл хриз. и $2,5 \cdot 10^{-3}$ г/мл $K_2Cr_2O_7$		R_0 , Å	
					вычисл.	эксп.	вычисл.	эксп.
Хризоидин $K_2Cr_2O_7$	248	1,43	490	0,4	0,10	0,21	31	40
	294	1,43	490	0,007	0,06	0,18	16	23

хризоидина), тушение магнитного диполя по порядку величины в $(\lambda/a)^2$ раз меньше, а тушение электрического квадруполь в $(\lambda/a)^2$ раз больше, чем для электрического диполя при том же самом показателе поглощения. Здесь λ — длина волны, деленная на 2π , а величина a — характеристическое расстояние, аналогичное величине, рассматривавшейся в «случае

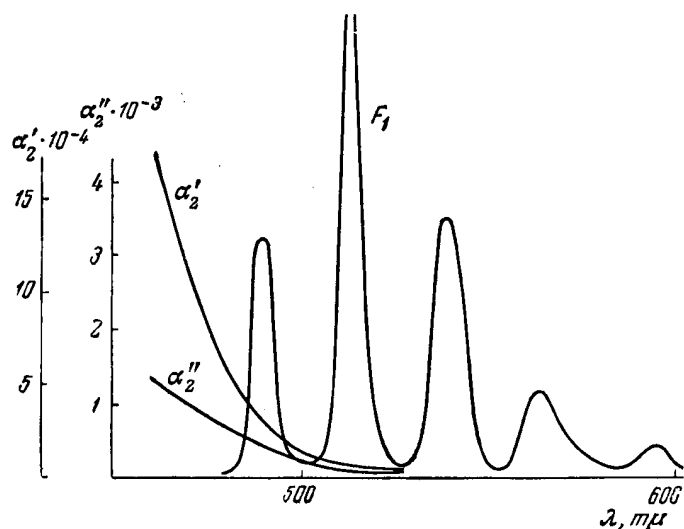


Рис. 11. Спектр люминесценции (F_1) сернокислого уранила (в относительных единицах) при температуре -196°C и спектры поглощения хризоидина (α'_2) и $K_2Cr_2O_7$ (α''_2)

перемешивания». Отношение λ/a порядка 20 или больше. Таким образом, если бы излучение уранила соответствовало квадруполью или магнитному диполью, то можно было бы ожидать существенно других результатов.

В связи с измерениями τ растворов уранила возникает вопрос об истолковании результатов при применении этой методики к неэкспоненциальному закону затухания (2.14). Нужно отметить, что на опыте отступления от экспоненты не наблюдались. Возможно, что они маскировались имевшейся в замороженных растворах небольшой флуоресценцией (особенно в случае хризоидина). Однако, кроме того, следует иметь в виду, что закон затухания после стационарного возбуждения, которое достигается при возбуждении П-импульсами на тауметре, должен отличаться от (2.14), соответствующего мгновенному возбуждению. Чтобы найти закон затухания $I(t)$ после выключения постоянного возбуждения, нужно,

очевидно, проинтегрировать (2.14) по всем предыдущим моментам возбуждения ϑ , т. е.

$$I(t) = \text{const} \int_0^\infty e^{-\frac{t+\vartheta}{\tau_0} - 2q \sqrt{\frac{t+\vartheta}{\tau_0}}} d\vartheta. \quad (7.1)$$

Константа определяется из условия $I(0) = I_0$. Интегрируя, получим

$$I(t) = \frac{e^{-\frac{t}{\tau_0} - 2q \sqrt{\frac{t}{\tau_0}}} - \pi q e^{q^2} \left[1 - \Phi \left(\sqrt{\frac{t}{\tau_0}} + q \right) \right]}{1 - \pi q e^{q^2} [1 - \Phi(q)]}. \quad (7.2)$$

где

$$\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-y^2} dy.$$

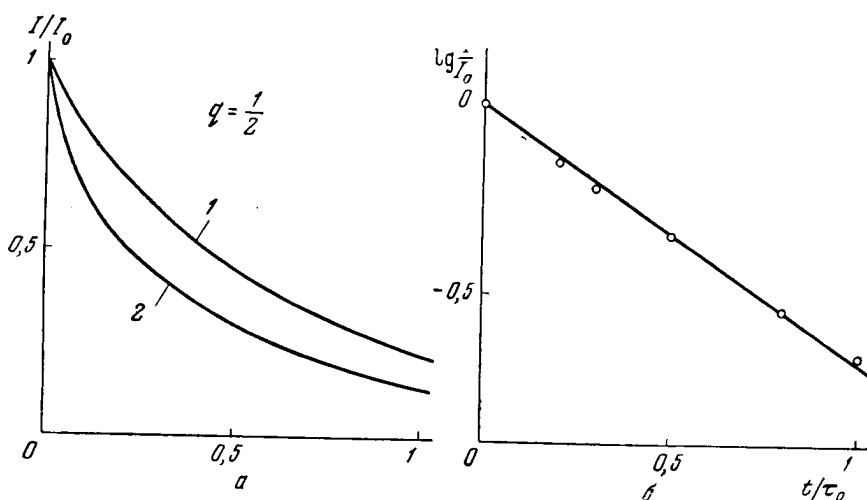


Рис. 12, а—законы затухания (7.2) (кривая 1) и (2.14) (кривая 2); б—закон затухания (7.2) в полулогарифмических координатах (точки)

Закон затухания (7.2) довольно сильно отличается от закона затухания $I_0 e^{-t/\tau_0 - 2q \sqrt{t/\tau_0}}$ (2.14) при мгновенном возбуждении. Закон (7.2) ближе к экспоненте. На рис. 12, а приведены законы затухания (2.14) и (7.2). В полулогарифмическом масштабе (рис. 12, б) кривая (7.2) близка к прямой, изображающей экспоненту $e^{-t/\tau}$, где τ соответствует среднему τ закона (2.14), т. е. определяется по (2.17). Такие небольшие отступления от экспоненты не могли быть замечены при помощи тауметра.

ГЛАВА IV

СЕНСИБИЛИЗОВАННАЯ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ В РАСТВОРАХ

§ 8. Применение теории резонансного переноса

Открытие сенсibilизованной флуоресценции в парах было одним из наиболее убедительных подтверждений передачи электронной энергии возбуждения при соударениях. Как известно, при наблюдении сенсibilиз-

зованной флуоресценции, например паров таллия парами ртути (Карпо, 1922 г., см. [8]), возбуждение производится резонансной линией ртути, которая не поглощается таллием. Поэтому абсорбция, а также реабсорбция резонансного излучения ртути таллием исключаются, и его люминесценция однозначно может быть отнесена к влиянию передачи энергии при соударениях. В случае широких спектров, как уже отмечалось, перенос энергии на близких расстояниях в результате «индуктивного» взаимодействия всегда неизбежно связан с возможностью реабсорбции, так как и перенос и реабсорбция обусловлены одним и тем же наложением спектров. Разделение этих двух эффектов в каждом случае требует специального анализа. Вследствие этого опыты по сенсibilизованной люминесценции в растворах не имеют такого качественного своеобразия и убедительности, как в парах, но тем не менее, как будет следовать из дальнейшего, согласуются с общими представлениями о резонансном переносе¹.

Сенсibilизованную люминесценцию можно ожидать в том случае, когда молекулы M_1 и M_2 (см. гл. I) разного сорта, но и та и другая способны люминесцировать. Если возбуждающий свет поглощается только молекулами M_1 , то перенос энергии должен приводить к тому, что будут люминесцировать также молекулы M_2 . В большинстве случаев стоксово смещение достаточно велико для того, чтобы сместить спектр люминесценции M_2 настолько, что обратный перенос $M_2 \rightarrow M_1$ не происходит. К сожалению, в случае широких спектров трудно подобрать такой возбуждающий свет, который поглощался бы только в M_1 . Это обстоятельство, наряду с реабсорбцией, затрудняет интерпретацию опытов.

Предположим сначала, что реабсорбция отсутствует, и рассмотрим кинетику сенсibilизованной люминесценции, обусловленной переносом. Очевидно, что все, что относится к вероятности переноса, полностью справедливо в этом случае, но кинетика сенсibilизованной люминесценции должна обладать некоторыми особенностями, которые были рассмотрены в работе автора [29]. Здесь приводится несколько уточненный вывод.

Обозначим через n_1 и n_2 —число возбужденных молекул M_1 и M_2 ; τ_{10} и τ_{20} — их средние времена жизни в отсутствие переноса; E_1 и E_2 — числа квантов возбуждающего света, поглощаемого M_1 и M_2 . Тогда можно написать следующие кинетические уравнения:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dn_1}{dt} + \left(\frac{1}{\tau_{10}} + w \right) n_1 &= E_1, \\ \frac{dn_2}{dt} + \left(\frac{1}{\tau_{20}} \right) n_2 &= E_2 + \rho w n_1, \end{aligned} \right\} \quad (8.1)$$

где w —вероятность переноса ($w = \int_0^\infty N(r, t) W(r) dv$), а фактор ρ характеризует «выход переноса».

Для случая неподвижных молекул, согласно (2.11), получим:

$$N(r, t) = N\eta(r, t) = Ne^{-W(r_1, \theta_1, \theta_2, \varphi) t}$$

и, следовательно,

$$w = N \int e^{-Wt} W dv. \quad (8.2)$$

Принимая во внимание, что W определяется (1.9), получим

$$w = q / \sqrt{\tau_{10} t}. \quad (8.3)$$

¹ Интересные результаты были получены в последнее время Терениным и Ермолаевым [40] при исследовании сенсibilизованной фосфоресценции.

Подставив это значение w в (8.1), можно найти зависимость n_1 и n_2 от времени. Для n_1 получаем (как и в § 2):

$$n_1 = n_{10} e^{-t/\tau_{10} - 2q \sqrt{t/\tau_{10}}}. \quad (8.4)$$

Для n_2 при начальном условии $n_2(0) = 0$ («мгновенное» возбуждение):

$$n_2 = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \rho n_{10} \left[\Phi \left(\sqrt{\left(\frac{1}{\tau_{10}} - \frac{1}{\tau_{20}} \right) t} + \frac{q}{\sqrt{1 - \frac{\tau_{10}}{\tau_{20}}}} \right) - \Phi \left(\frac{q}{\sqrt{1 - \frac{\tau_{10}}{\tau_{20}}}} \right) \right] e^{-t/\tau_{20}}, \quad (8.5)$$

где $\Phi(x)$ имеет прежнее значение и $\tau_{20} > \tau_{10}$.

В «случае перемешивания» можно считать $w = \bar{w} = \text{const}$, причем \bar{w} определяется по (2.4), но следует учесть, кроме того, «мгновенный перенос». Для зависимости n_1 и n_2 от времени (при начальном условии $n_2(0) = 0$) получаем:

$$\left. \begin{aligned} n_1 &= n_{10} f e^{-(1/\tau_{10} + \bar{w})t}, \\ n_2 &= n_{10} (1-f) \rho + n_{10} \rho \frac{\bar{w} \tau_{10}}{\tau_{20} - \tau_{10} + \bar{w} \tau_{10} \tau_{20}} (e^{-t/\tau_{20}} - e^{-(1/\tau_{10} + \bar{w})t}), \end{aligned} \right\} \quad (8.6)$$

где f — фактор «мгновенного переноса»: $f = e^{-\Omega N}$ (Ω — сфера действия «мгновенного переноса»).

На рис. 13 изображены функции $n_2(t)$ для частного случая $\tau_{10} = \tau_{20}$. В случае перемешивания легко также найти стационарные интенсивности свечения. Из (8.1) получим

$$\begin{aligned} B_1 &= \frac{B_{10}}{1 + \bar{w} \tau_{10}}; \\ B_2 &= B_{20} \left(1 + \frac{E_1 f}{E_2 + E_1 (1-f)} \frac{\rho \bar{w} \tau_{10}}{1 + \bar{w} \tau_{10}} \right). \end{aligned} \quad (8.7)$$

Если нельзя пренебречь реабсорбцией люминесценции молекул M_1 молекулами M_2 , то во втором из кинетических уравнений (8.1) нужно добавить член, учитывающий перенос путем реабсорбции, и уравнения для случая перемешивания запишутся следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dn_1}{dt} + \left(\frac{1}{\tau_{10}} + \bar{w} \right) n_1 &= E_1 f, \\ \frac{dn_2}{dt} + \frac{1}{\tau_{20}} n_2 &= E_1 (1-f) + E_2 + (\rho \bar{w} + w_1) n_1. \end{aligned} \right\} \quad (8.8)$$

Произведение $w_1 \tau_{10}$ равно относительной величине вторичной флуоресценции, возбуждаемой путем реабсорбции; максимальное значение $w_1 \tau_{10}$ равно выходу свечения M_2 при возбуждении в спектральной области реабсорбции [11].

Решение (8.8) аналогично (8.6). Закон затухания люминесценции M_2 благодаря переносу во всех случаях неэкспоненциальный. Поэтому за-

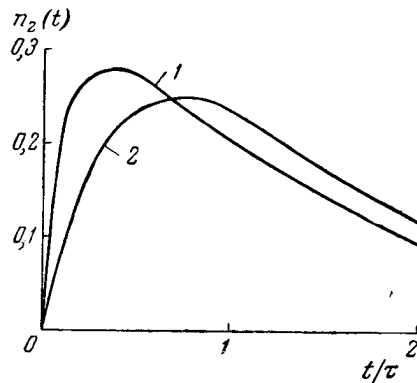


Рис. 13. Закон затухания сенсibilизованной люминесценции при «мгновенном» возбуждении в частном случае $\tau_{10} = \tau_{20}$

1 — неподвижные молекулы; 2 — перемешивание

тухание зависит от характера возбуждения («мгновенное», стационарное или синусоидальное). Имея в виду сравнение с результатами флуорометрических измерений, можно вычислить флуорометрическое $\tau_2^{\text{фл}}$ для люминесценции M_2 . Ограничимся случаем перемешивания. Для вычисления можно положить в (8.8) $E_{1,2} = E_{1,2}^0 e^{i\omega t}$, где ω — циклическая частота модуляции, и найти сдвиг фазы $\varphi = \arctg(\omega\tau_{\text{фл}})$ между E и $n_2(t)$. Тогда получим:

$$\tau_2^{\text{фл}} = \tau_{20} \frac{(\bar{w} + w_1) \left(\frac{1}{\tau_1} + \frac{1}{\tau_{20}} \right) + [E_1(1-f) + E_2] \left(\frac{1}{\tau_1^2} + \omega^2 \right) / E_1 f}{(\bar{w} + w_1) \left(\frac{1}{\tau_1} - \omega^2 \tau_{20} \right) + [E_1(1-f) + E_2] \left(\frac{1}{\tau_1^2} + \omega^2 \right) / E_1 f}, \quad (8.9)$$

$$\frac{1}{\tau_1} = \frac{1}{\tau_{10}} + \bar{w}.$$

§ 9. Экспериментальные результаты

Данных о сенсibilизованной люминесценции в растворах немного. Кроме старой работы Перрена и Шукрун [41], имеются более новые работы [42]. Тем не менее Прингсгейм [8] отмечает, что «...экспериментальные доказательства существования внешне сенсibilизованной флуоресценции в жидких растворах довольно неубедительны»¹. Длительность

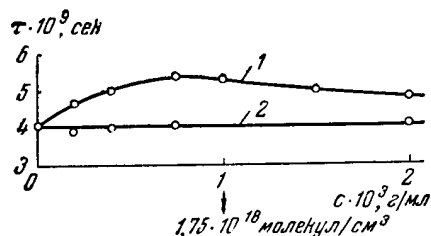


Рис. 14. Зависимость τ бензофлавина в смешанном растворе бензофлавина с антраценом от концентрации

1 — возбуждение 365 мμ; 2 — возбуждение 436 мμ.

сенсibilизованной люминесценции вообще не измерялась до работы [29]. Позднее опубликованы аналогичные измерения [44], но без какой-либо попытки их анализа. Ниже излагаются результаты, полученные в [29]. Эффект увеличения τ_2 при возбуждении, поглощаемом преимущественно M_1 , хотя и не очень велик, достаточен, чтобы обнаружить его при помощи флуорометра. На рис. 14 в качестве примера приведена зависимость τ от концентрации для раствора антрацена и бензофлавина в этиловом спирте. Изменение концентрации достигалось, как и при измерениях тушения, разведением исходного раствора чистым растворителем. Кривая 1 получена при возбуждении ртутной лампой СВД через светофильтр UG-1 (365 мμ), а кривая 2 — через светофильтр, выделявший линию 436 мμ. Последняя поглощается только бензофлавином. Наблюдение в обоих случаях велось через светофильтр, выделявший свечение бензофлавина. Как видно из этих данных, длительность свечения бензофлавина, возбуждаемого в области, где поглощает антрацен, оказывается заметно больше, чем при возбуждении в собственной полосе бензофлавина.

На примере антрацена с акридиновым оранжевым была проверена взаимная связь между уменьшением τ_1 , возрастанием τ_2 и изменением относительного выхода при изменении концентрации раствора. При этом из отношения τ_1/τ_{10} вычислялось \bar{w} , а затем оценивалось, каких τ_2 и B_2/B_{20} можно при этом ожидать. В табл. 5 и на рис. 15, 16 и 17 приведены экспериментальные данные.

¹ В [43] существование сенсibilизованной люминесценции в растворах показано на основе фотометрических измерений.

Таблица 5

Экспериментальные данные для интерпретации
сенсбилизации акридинового оранжевого
антраценом *

$\tau_{10} \cdot 10^9$ сек.	$\tau_{20} \cdot 10^9$ сек.	E_2/E_1	η_2
3,4	3,2	0,6	0,3

* Индекс 1 относится к антрацену, индекс 2 — к акридинному оранжевому.

В табл. 5 η_2 — абсолютный энергетический выход люминесценции акридинового оранжевого, оцененный путем сравнения с раствором флуоресцеина.

На рис. 15 дана зависимость τ_1/τ_{10} от концентрации M_2 . На рис. 16 и 17 кривые вычислены на основании значений w , полученных по данным рис. 15. При этом кривая 1 на рис. 16 соответствует предположению, что $w_1 = 0$, а кривая 2, что $w_1 = w_{\text{макс}}$, т. е. $w_1 \tau_{10} = \eta_2$. При вычислениях предполагалось, что осуществляется случай перемешивания и что $f = 1$, так как в спиртовых растворах, как можно ожидать из результатов гл. III, кривые выхода и τ довольно близки, т. е. сфера

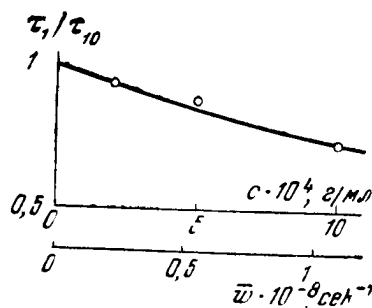


Рис. 15. Зависимость τ антрацена от концентрации акридинового оранжевого; на нижней шкале приведены соответствующие значения w

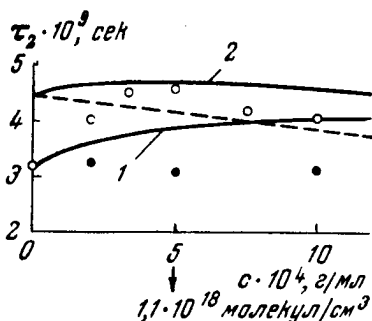


Рис. 16. Зависимость τ акридинового оранжевого от концентрации при сенсбилизации антраценом

○ — возбуждение 365 мμ; ● — возбуждение 436 мμ; кривая 1 вычислена в предположении, что реабсорбция отсутствует; кривая 2 — реабсорбция максимальна; пунктирная кривая вычислена в предположении, что реабсорбция максимальна, но выход переноса ρ равен нулю

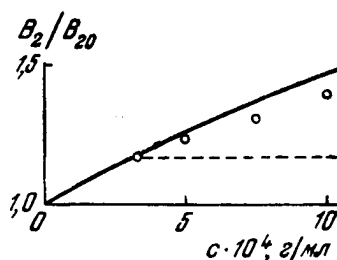


Рис. 17. Зависимость относительного выхода B_2/B_{20} люминесценции акридинового оранжевого от концентрации при сенсбилизации антраценом

сплошная кривая вычислена в предположении, что $\rho = 1$; пунктирная — в предположении, что $\rho = 0$;

○ — экспериментальные точки

действия Ω сравнительно мала. Как видно из сопоставления кривых и точек, величина эффекта превышения τ_2 над τ_{20} согласуется со значе-

пиями \bar{w} , полученными из уменьшения τ_1 по сравнению с τ_{10} . Однако этот эффект качественно согласовался бы и с предположением $\rho = 0$; $w_1 = w_{\text{макс}}$ (пунктирная кривая)¹. Но кроме малой теоретической вероятности этого предположения², измерения B_2 лучше согласуются с предположением $\rho \approx 1$, чем с $\rho = 0$, это видно на рис. 17.

Таким образом, результаты измерения τ_1 , τ_2 и B_2 согласуются между собой. Абсолютная величина вероятности переноса также не противоречит теории. На рис. 18 даны спектры растворов отдельных компонент исследованной смеси. Из спектров получается $\bar{\alpha} = 2,8 \cdot 10^{-17}$, что даст

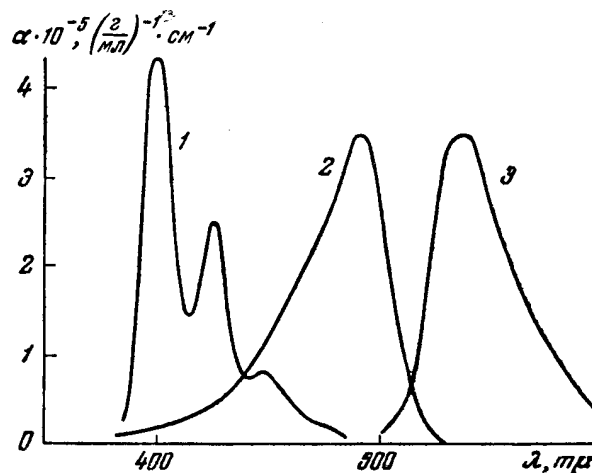


Рис. 18. Спектры люминесценции растворов антрацена 1 и акридинового оранжевого 3 и спектр поглощения акридинового оранжевого 2; спектры 1 и 3 даны в относительных единицах, шкала по оси ординат относится к кривой 2

для характеристического расстояния переноса $R_0 = 34 \text{ \AA}$, а для параметра $a = 38 \text{ \AA}$, т. е. значения, аналогичные полученным в других случаях переноса (см. гл. II и III). Уменьшение τ_1 с концентрацией удовлетворительно согласуется с этими значениями. Поскольку исследовался раствор небольшой вязкости и детальное сравнение выхода B_1 и τ_1 в этом случае не производилось (см. гл. III), то мы ограничимся этими приближенными данными.

В заключение нужно отметить, что, вероятно, можно пайти случаи, когда сенсibilизованная люминесценция в растворах проявляется в более отчетливых формах³. Но и изложенные выше данные подтверждают, что сенсibilизация резонансным переносом в растворах существует, хотя ее трудно отделить от передачи энергии тривиальной реабсорбцией. Характерный эффект и в том и в другом случае — увеличение длительности вторично возбуждаемого излучения.

¹ Из-за неблагоприятного соотношения показателей поглощения эти опыты не удалось провести для тонких слоев.

² Ср. соотношение вероятностей переносов с тушением и без тушения при концентрационных явлениях в гл. II.

³ Таковы, по-видимому, случаи, исследованные в [43].

ГЛАВА V

ПЕРЕНОС ЭНЕРГИИ ВОЗБУЖДЕНИЯ
В КРИСТАЛЛАХ АНТРАЦЕНА С ПРИМЕСЬЮ НАФТАЦЕНА

Яркая зеленая люминесценция нафтацена в антрацене неоднократно изучалась (см., например, [45]). Было показано, что очень незначительная примесь нафтацена (порядка 10^{-5} — 10^{-4} моль/моль) приводит к резкому уменьшению интенсивности люминесценции антрацена и к появлению сильной люминесценции нафтацена. При указанных концентрациях возбуждающий свет поглощается преимущественно в антрацене, что непосредственно приводит к заключению о переносе энергии возбуждения. Наблюдавшееся при этом уменьшение средней длительности жизни возбужденных молекул антрацена [44] указывает на то, что перенос не сводится к поглощению излучения антрацена нафтаценом, а включает резонансное индуктивное взаимодействие¹. Таким образом, в этой системе наблюдается тушение люминесценции антрацена примесью нафтацена. Ясно, что в этом случае явления переноса могут обладать особенностями, связанными не только с кристаллической структурой, но и с тем, что сенситизатором служат молекулы самой основной решетки. Поэтому заранее можно ожидать, что применение общей теории, справедливой для растворов, в этом случае не приведет к правильным результатам. Тем не менее сравнение экспериментальных данных с теорией весьма интересно, потому что оно может дать сведения об особенностях переноса в кристаллах. Результаты этой главы основаны на работе автора и Чижиковой [47].

§ 10. Методы измерений

Приготовление смешанных кристаллов. Антрацен с примесью нафтацена² приготавливался путем сплавления смесей. Использовался синтетический антрацен, высокий выход люминесценции которого указывал на его достаточную чистоту. Навески антрацена и нафтацена помещались в стеклянную ампулу, которая откачивалась, запаивалась и затем нагревалась в темноте до плавления антрацена. Полученная смесь раздроблялась.

Измерение относительного выхода и спектров люминесценции. Для измерения относительного выхода, как обычно, служила фотоэлектрическая установка, состоящая из монохроматора УМ-2 и фотоумножителя, с градуированной спектральной чувствительностью (см. введение). Полученные кривые распределения энергии в спектрах люминесценции давали возможность, путем измерения площадей под кривыми, найти относительный выход люминесценции исследуемых кристаллических порошков, так как измерения отражения возбуждающего света (обычно $\lambda = 365$ мμ) от порошков показали, что поглощение велико (80—90%) и в пределах ошибок не зависит от концентрации нафтацена. Спектры люминесценции антрацена и нафтацена достаточно хорошо разделены. Поэтому такие измерения дают возможность определить отдельно относительные выходы свечения антрацена и свечения нафтацена.

Измерение спектров поглощения. По спектру поглощения кристаллического антрацена были использованы данные нашей работы [48].

¹ Такое же заключение сделано в [46] на основе данных по измерению длительности люминесценции при возбуждении электронным пучком.

² Чистый препарат нафтацена был предоставлен Б. М. Михайловым, которому мы пользуемся случаем выразить благодарность.

Благодаря возможным ошибкам в определении толщины очень тонких пластинок антрацена, производившемся при помощи микроинтерферометра ¹, точность определения абсолютной величины коэффициента поглощения составляет $\pm 50\%$ ². Количественное определение поглощения нафтацена в антрацене, ввиду малых концентраций нафтацена, представляет значительные трудности. Для определения положения максимумов в спектре поглощения был использован спектр отражения, снятый на автоматическом спектрофотометре СФ-2. Определение величины показателя поглощения было сделано для жидкого раствора (в толуоле). Поскольку спектры поглощения обычно не очень сильно зависят от растворителя, для расчета принимались эти значения.

Определение среднего времени возбужденного состояния (длительности флуоресценции). Измерение среднего времени возбужденного состояния τ производилось при возбуждении ртутной лампой СВД со светофильтрами, выделявшими область 365 мμ (возбуждение в полосе поглощения антрацена) или 436 мμ (возбуждение в полосе поглощения нафтацена). Перед фотоумножителем, воспринимавшим свет люминесценции, ставились светофильтры, выделявшие свечение антрацена или свечение нафтацена.

§ 11. Результаты измерений

Результаты измерений относительного выхода и длительности при возбуждении в области 365 мμ, т. е. в полосе поглощения антрацена,

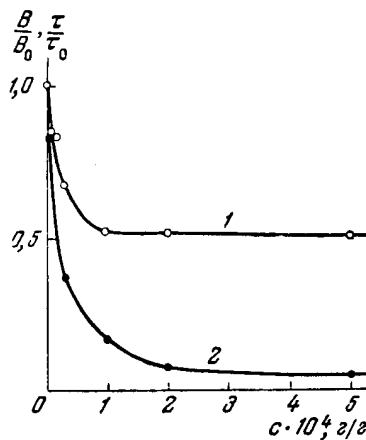


Рис. 19. Зависимость τ/τ_0 (кривая 1) и относительного выхода B/B_0 (кривая 2) люминесценции антрацена от концентрации нафтацена

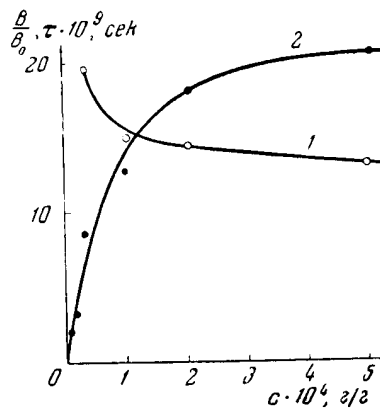


Рис. 20. Зависимость τ (кривая 1) и относительного выхода B/B_0 (кривая 2) люминесценции нафтацена в антрацене от концентрации нафтацена

приведены на рис. 19 (свечение антрацена) и на рис. 20 (свечение нафтацена). Полученная зависимость относительного выхода от концентрации нафтацена приблизительно согласуется с данными, приведенными в [45d]. Суммарный выход свечения обеих компонент несколько возрастает при увеличении концентрации нафтацена.

¹ При этом использовалось обстоятельство, указанное Обреимовым: тонкие пластинки антрацена, полученные возгонкой, легко садятся на оптический контакт на чистую стеклянную или кварцевую пластинку.

² Данные о поглощении подтверждены нами в [49]; см. также [50].

Наши данные по длительности люминесценции также в общем подтверждают данные [44], но вносят в них существенное уточнение. Длительность свечения антрацена резко падает уже при очень небольших концентрациях нафтацена (10^{-5} — 10^{-4} г/г), а затем остается практически постоянной при увеличении концентрации до 10^{-3} г/г¹. Длительность свечения нафтацена при возбуждении $\lambda = 436$ мμ, т. е. в своей полосе поглощения, около $12 \cdot 10^{-9}$ сек. При возбуждении $\lambda = 365$ мμ (полоса поглощения антрацена) τ при малых концентрациях нафтацена значительно больше (см. рис. 22).

Как следует из § 8, закон затухания сенсibilизованной люминесценции должен быть неэкспоненциальным. Увеличение τ нафтацена при возбуждении в полосе поглощения антрацена настолько значительно, что можно надеяться, что неэкспоненциальность затухания должна проявиться при флуорометрических измерениях.

Соотношение между сдвигом фазы φ и уменьшением амплитуды модуляции A люминесценции (см. введение) по сравнению с фазой и амплитудой возбуждающего света

$$\operatorname{tg} \varphi = \omega \tau \quad \text{и} \quad A = A_0 \cos \varphi$$

при флуорометрических измерениях имеет такой вид только для экспоненциального закона затухания. В случае закона затухания сенсibilизованной люминесценции должно быть

$$A > A_0 \cos \varphi.$$

Для доказательства неэкспоненциальности закона затухания сенсibilизованной люминесценции был проведен следующий опыт. Измерялась не только разность фаз, но и отношение амплитуд модуляции для рассеивающей поверхности и антрацена с нафтаценом (концентрация $3 \cdot 10^{-5}$ г/г). Отношение амплитуд определялось практически таким образом, что ослаблением пучка достигалось равенство амплитуд на выходе усилителя в обоих случаях (т. е. рассеивающая поверхность и люминофор) и затем измерялись средние фототоки в умножителе. Отношение этих фототоков равно, очевидно, отношению амплитуд при равных фототоках. Такой способ устраняет возможное влияние нелинейности усиления. Были получены следующие результаты: $\Delta x = 137 \pm 5$ см или $\tau_{\text{фл}} = (30 \pm 5) \cdot 10^{-9}$ сек.² Из этого значения τ следует, что отношение амплитуд для экспоненциального закона должно быть равно $A_0/A = \sqrt{1 + \omega^2 \tau^2} = 4,5 \pm 0,7$. В опыте получилось $A_0/A = 2,5 \pm 0,2$, т. е. заметно (вне пределов ошибок) меньше. Для контроля было определено соответствующее отношение для раствора 3-аминофталимида с $\tau = (10 \pm 1) \cdot 10^{-9}$ сек. В этом случае для экспоненциального закона $A_0/A = \sqrt{1 + \omega^2 \tau^2} = 1,8 \pm 0,1$, в опыте $A_0/A = 1,8 \pm 0,2$, т. е. хорошее совпадение. В случае жидкого раствора одного вещества при комнатной температуре нет оснований сомневаться в экспоненциальности затухания, что и подтверждается опытом. Для сенсibilизованной люминесценции неэкспоненциальность уверенно обнаруживается³.

¹ Аналогичная зависимость наблюдалась, по-видимому, в [44] для антрацена с примесью пентацена, хотя, как и в случае антрацена с нафтаценом, на кривых, приведенных в [44] (фиг. 7), недостаточно точек, чтобы сделать уверенные заключения.

² Это значение несколько выше, чем приведенное на рис. 22. Оно получено для другого образца. В этой области концентраций τ нафтацена, по-видимому, очень сильно зависит от концентрации.

³ Аналогичный вывод о неэкспоненциальном законе затухания при сенсibilизованной люминесценции был сделан в [46] для случая возбуждения электронным пучком. Позже неэкспоненциальный закон затухания был аналогичным методом подтвержден для случая тушения растворов посторонними веществами [51].

Таким образом, в области концентрации $10^{-5} - 10^{-4}$ г/г (10^{-4} г/г = $0,78 \cdot 10^{-4}$ моль/моль) изменения τ аналогичны наблюдающимся при сенсibilизированной люминесценции в жидких растворах. Особенности явления сенсibilизированной люминесценции в кристаллах антрацена с нафтаценом состоят в следующем: 1) уменьшение τ антрацена и соответственно возрастание τ нафтацена происходит при меньших концентрациях, чем при явлениях переноса энергии в жидких растворах; 2) наблюдается независимость τ антрацена от концентрации нафтацена при концентрациях больше 10^{-4} г/г; 3) уменьшение относительного выхода свечения

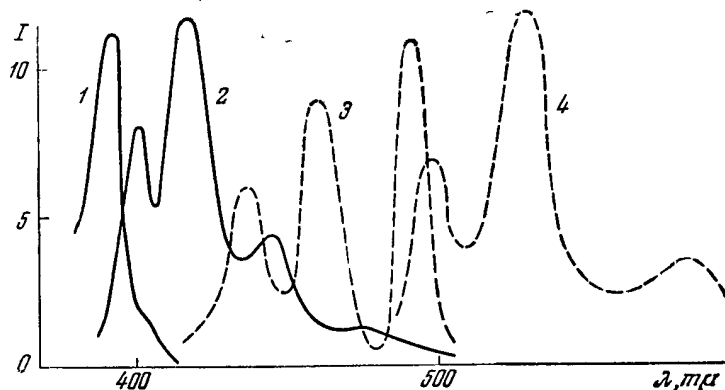


Рис. 21. Спектры поглощения кристаллического антрацена (1), люминесценции антрацена (2), поглощения раствора нафтацена (3), люминесценции нафтацена в антрацене (4)

антрацена при возрастании концентрации нафтацена происходит значительно быстрее, чем уменьшение τ , и продолжается в области постоянства τ .

Для сопоставления с теорией указанными во введении методами были измерены спектры излучения и поглощения антрацена и нафтацена (рис. 21). Спектр люминесценции антрацена получен при фронтальном возбуждении плоской монокристаллической пластинки и исправлен на реабсорбцию¹. Спектр люминесценции нафтацена в антрацене измерен для мелкокристаллического порошка, полученного сплавлением смеси (см. § 10). Относительно спектров поглощения надо иметь в виду оговорки, которые были сделаны в § 10. Степень точности этих данных представляется достаточной для заключений, которые делаются ниже.

§ 12. Обсуждение результатов

Из расположения спектров (рис. 21) можно заключить, что в системе антрацен — нафтацен должны происходить три вида резонансного переноса энергии возбуждения: перенос от антрацена к антрацену ($A \rightarrow A$), от антрацена к нафтацену ($A \rightarrow H$) и от нафтацена к нафтацену ($H \rightarrow H$). Отвлекаясь сначала от переносов $A \rightarrow A$ и $H \rightarrow H$, можно попытаться оценить вероятность переноса $A \rightarrow H$, применяя общую теорию, развитую для растворов (гл. II). Вероятность переноса в единицу

¹ Как известно, поправочный множитель $(\alpha_\lambda + \alpha_{365})/\alpha_{365}$, где α_λ — коэффициент поглощения для длины волны λ , а α_{365} — коэффициент поглощения возбуждающего света.

времени от возбужденной молекулы M_1 к невозбужденной M_2 , находящейся на расстоянии R , в нашем случае равна

$$W(R) = \frac{9}{10\pi} \left(\frac{\lambda}{2\pi n} \right)^4 \frac{\bar{\alpha}}{\tau_e} \frac{1}{R^6}. \quad (12.1)$$

Численный коэффициент в (12.1) вычислен из (1.9) для случая, когда оси диполей молекул параллельны, т. е. соответствует предположению о том, что молекулы нафтацена входят в кристаллическую решетку антрацена, принимая то же направление оси диполя. Отсюда для зависимости τ от концентрации аналогично (2.17) получим (в «случае неподвижных молекул»):

$$\frac{\tau}{\tau_0} \approx 1 - \frac{3}{5} V \bar{\pi} q, \quad (12.2)$$

где q имеет прежнее значение.

По спектрам рис. 21 можно найти $\bar{\alpha}_{HA}$ средний коэффициент поглощения нафтацена в области спектра люминесценции антрацена. Получаем $\bar{\alpha}_{HA} = 4,5 \cdot 10^{-18}$ (на одну молекулу). Подставив приблизительные значения других величин, входящих в (12.2): $\bar{\lambda} = 440 \text{ м}\mu$; $n = 1,7$; $\tau_0/\tau_e \approx 1$, получим при концентрации нафтацена $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ г/г}$ ($N = 8 \cdot 10^{16} \text{ молекула/см}^3$) $1 - \tau/\tau_0 = 0,005$. На опыте имеем при этой концентрации по крайней мере $1 - \tau/\tau_0 = 0,3$, т. е. расхождение в 60 раз.

Таким образом, как и следовало ожидать, пренебречь переносом $A \rightarrow A$ нельзя, и проведенная оценка дает косвенное подтверждение его существования.

По Давыдову [52], в молекулярных кристаллах могут существовать два типа возбужденных состояний: «нелокализованные экситоны» (собственно экситоны) и так называемые «локализованные экситоны». Первые представляют собой такие состояния возбуждения, которые быстро распространяются по кристаллу, причем время возбужденного состояния отдельной молекулы столь мало, что не успевает происходить релаксация кристаллической решетки и ядер молекулы в равновесное состояние, соответствующее возбужденному электронному состоянию. Элементарное экситонное возбуждение обладает свойствами свободной квазичастицы, т. е. характеризуется некоторым импульсом и с квантовомеханической точки зрения может быть представлено в виде «экситонной волны». Локализованные экситоны — такие состояния возбуждения, которые можно отнести к определенной молекуле, поскольку предполагается, что время пребывания отдельной молекулы в возбужденном состоянии достаточно для того, чтобы успела произойти релаксация ядер в равновесное состояние, соответствующее электронному возбуждению. В настоящее время точно не установлено, из каких состояний происходит излучение в кристаллах антрацена при комнатной температуре. Поэтому возможны две гипотезы: I) перенос $A \rightarrow A$ осуществляется нелокализованными экситонами, и II) перенос $A \rightarrow A$ осуществляется локализованными экситонами.

Для количественной оценки следствий гипотезы I нет, по-видимому, достаточных данных, так как теория излучения из экситонных состояний не развита и нет возможности оценить длительность экситонного возбужденного состояния, «средний свободный пробег» экситона и т. п. В имеющейся теории молекулярных кристаллов переходы из экситонного состояния, вообще говоря, запрещены, и «свободный пробег» экситона бесконечен. В теории не рассмотрено рассеяние экситонных волн на фононах

решетки, рассеяние и «неупругие соударения» с молекулами примесей и другие подобные вопросы¹. Поэтому в настоящее время представляется возможным проверить только следствия гипотезы II. С точки зрения этой гипотезы механизм переноса $A \rightarrow A$ того же типа, что и рассматриваемый в теории резонансной миграции.

В этом случае движение «локализованного экситона» по решетке должно иметь диффузионный характер. Действительно, когда возбуждение находится в некоторой молекуле, то оно с равной вероятностью (если, конечно, отвлечься от анизотропии) может быть передано в любую из окружающих молекул. Исходя из экспериментальных данных, можно попытаться оценить, каков должен быть «коэффициент диффузии» экситона по решетке антрацена, чтобы обеспечить наблюдаемый перенос $A \rightarrow A \rightarrow H$. Не ставя задачу точно, можно для оценки принять, что перенос возбуждения в молекулу нафтацена происходит с вероятностью $p = 1/2$ при пересечении экситоном сферы радиуса R_0 , окружающей молекулу нафтацена, где R_0 имеет значение, указанное в гл. II (т. е. $W(R_0) = 1/\tau_0$). Используя значение $\bar{\alpha}_{HA}$, получаем $R_0 = 32 \text{ \AA}$. В такой постановке задача совершенно аналогична задаче о тушении растворов посторонними веществами, определяемыми «встречами» молекул при диффузионном движении [2, 3]. Уменьшение τ при таком тушении определяется выражением

$$\frac{\tau}{\tau_0} = 1 - 4\pi p R_0 \tau_0 D N, \quad (12.3)$$

где D — коэффициент диффузии². Подставив в (12.3) значение $R_0 = 32 \text{ \AA}$ и другие величины ($p = 1/2$; экспериментальное значение $\tau_0 = 4,2 \cdot 10^{-9} \text{ с}$; $N = 8 \cdot 10^{16} \text{ молекула/см}^3$; $1 - \tau/\tau_0 = 0,3$), получим $D = 4,5 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2/\text{сек}$. Среднее перемещение экситона за время возбужденного состояния отсюда равно $\sqrt{r^2} = \sqrt{6Dt} = 350 \text{ \AA}$, а время нахождения экситона в каждой молекуле — порядка $10^{-12} - 10^{-11} \text{ сек}$. (расстояния между молекулами антрацена в решетке от 6 до 11 \AA).

С другой стороны, оставаясь в пределах гипотезы II, можно оценить вероятность переноса $A \rightarrow A$ из спектров поглощения и излучения антрацена. Из спектров (рис. 21) получаем $\bar{\alpha}_{AA} = 2,4 \cdot 10^{-18}$, что дает по формуле (12.1) (при $\bar{\lambda} = 395 \text{ м\mu}$; $n = 2$; $\tau_e = 4,2 \cdot 10^{-9} \text{ сек}$. и R от 6 до 11 \AA) значение $1/W$ от $3 \cdot 10^{-12}$ до 10^{-10} сек .⁴ Согласие по порядку величины $1/W$ с временем возбужденного состояния отдельной молекулы, оцененным выше, показывает, что гипотеза II о переносе энергии локализованными экситонами в пределах точности приведенных оценок не противоречит экспериментальным данным для малых концентраций нафтацена. Значения времени $1/n$ достаточны, по-видимому, для того, чтобы успела произойти релаксация. Вместе с тем очевидно, что для окончательного

¹ Вопрос о диффузии свободных экситонов в молекулярных кристаллах рассмотрен недавно Селиваненко [53], Аграновичем и Конобеевым [54].

² Легко показать на основании дальнейших оценок, что членом, учитывающим нестационарный период тушения (см. [2, 3]), в нашем случае можно пренебречь.

³ Это значение получено для тонкого монокристаллика при фронтальном возбуждении $\lambda = 365 \text{ м\mu}$, т. е. в условиях, когда реabsорбция сравнительно мала. (Позднее в [49] получено несколько большее значение.)

⁴ Применение (12.1) к вычислению переноса между соседними молекулами в решетке требует, конечно, специального обоснования. В частности, необходимо уточнить смысл входящей в (12.1) величины n , а также суммировать W по всем соседям. Мы применяем здесь (12.1) только для оценки порядка величины $1/W$ (см. аналогичные оценки, например в [20]).

установления относительной роли локализованных и нелокализованных экситонов в миграции энергии возбуждения по решетке антрацена, необходимы дальнейшие исследования (в особенности температурных зависимостей) и развитие теории излучения из экситонных состояний.

Относительно своеобразного «насыщения» в ходе зависимости τ от концентрации можно высказать предположение, что оно вызвано тем, что при концентрациях $> 10^{-4}$ г/г нафтацен перестает однородно входить в решетку и образует отдельную дисперсную фазу. Продолжающееся еще в области концентраций $1-3 \cdot 10^{-4}$ г/г уменьшение интенсивности свечения антрацена может быть при этом обусловлено реабсорбцией в нафтаcene.

Увеличенное значение τ нафтацена при возбуждении в полосе поглощения антрацена объясняется тем же эффектом, который наблюдался для сенсibilизированной люминесценции в растворах [29]. Как уже было отмечено в § 11, экспериментальные данные показывают, что в этом случае затухание люминесценции происходит по неэкспоненциальному закону. Как следует из гл. IV, величина эффекта увеличения τ зависит как от резонансного переноса, так и от реабсорбции. Количественное сопоставление с теорией затрудняется тем, что в мелкокристаллическом порошке трудно учесть относительную роль реабсорбции. Что касается переноса $H \rightarrow H$ (от нафтацена к нафтацену), то при исследованных концентрациях он не должен играть существенную роль. При более значительных концентрациях такой перенос может вызвать концентрационное тушение люминесценции нафтацена.

Таким образом, изучение системы антрацен — нафтацен приводит к вполне определенному заключению о существовании переноса энергии по решетке антрацена и в этом смысле подтверждает спектроскопические данные [55], на основе которых была развита теория экситонных возбужденных состояний в молекулярных кристаллах [52]. Для окончательных выводов о механизме миграции по решетке еще недостаточно данных. Остаются также недостаточно выясненными некоторые другие вопросы, например причина того, что τ антрацена становится не зависящим от концентрации примеси при концентрациях больше 10^{-4} г/г, относительно которой высказана только более или менее правдоподобная гипотеза, не доказанная независимыми опытами. Тем не менее применение общих соображений о резонансном переносе энергии к сенсibilизированной люминесценции молекулярных кристаллов, несомненно, оказывается плодотворным.

ГЛАВА VI

СЕНСИБИЛИЗАЦИЯ ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ РАСТВОРИТЕЛЕМ

Исследование возбуждения люминесценции быстрыми заряженными частицами [56] привело к заключению о том, что в большом числе случаев наблюдаемая люминесценция не может быть объяснена возбуждением только растворенного люминесцирующего вещества без участия растворителя. Авторами указанных работ было высказано предположение, что в этих случаях происходит перенос энергии возбуждения от растворителя к растворенному люминесцирующему веществу. Основанное на таком предположении вычисление зависимости интенсивности

люминесценции от концентрации хорошо согласуется с опытом [56]. Если предположение о переносе энергии правильно, то явление не должно быть специфичным для возбуждения быстрыми частицами и должно наблюдаться и при фотовозбуждении в полосе поглощения растворителя.

Исследование явления переноса при фотовозбуждении должно дать более ясную картину, поскольку при этом исключаются сложные процессы, происходящие при возбуждении частицами. В этой главе излагаются результаты работы Беликовой и автора [57], задача которой заключалась в проведении такого исследования на двух типичных примерах растворов паратерфенила в *о*-ксилоле и антрацена в толуоле и в сопоставлении полученных результатов с теорией резонансного переноса. Некоторые аналогичные данные по переносу энергии от растворителя к растворенному люминофору при фотовозбуждении опубликованы в [58, 59], но интерпретация результатов в этих работах не вполне ясна.

§ 13. Постановка задачи

Предположим, что раствор с концентрацией c возбуждается монохроматическим светом (длина волны λ) с интенсивностью E , который поглощается как в растворителе (показатель поглощения k_p), так и в растворенном люминофоре (показатель поглощения $k_{\lambda} = \epsilon c$). Интенсивность I люминесценции растворенного вещества при этих условиях равна

$$I = E \left[\frac{k_{\lambda}}{k_p + k_{\lambda}} \eta_{\lambda} + \frac{k_p}{k_p + k_{\lambda}} \eta'_{\lambda} (\eta_p q_{p\lambda}^r + q_{p\lambda}^t) \right], \quad (13.1)$$

где η_{λ} — энергетический выход люминесценции люминофора при возбуждении светом с длиной волны λ ; η'_{λ} — то же при возбуждении в области люминесценции растворителя (средняя длина волны λ'); η_p — выход люминесценции растворителя; $q_{p\lambda}^r$ — вероятность передачи энергии от растворителя к люминофору путем реабсорбции и $q_{p\lambda}^t$ — вероятность передачи путем резонансного переноса. Поскольку квантовый выход люминесценции люминофора при возбуждении λ и λ' одинаков, то $\eta'_{\lambda} = \frac{\lambda'}{\lambda} \eta_{\lambda}$, и (13.1) можно преобразовать следующим образом:

$$F(\lambda) = \frac{I}{\eta_{\lambda} E} = \frac{k_{\lambda}}{k_p + k_{\lambda}} + \frac{k_p}{k_p + k_{\lambda}} \frac{\lambda'}{\lambda} (\eta_p q_{p\lambda}^r + q_{p\lambda}^t). \quad (13.2)$$

Вероятность передачи путем реабсорбции $q_{p\lambda}^r$ зависит от геометрических условий, но во всяком случае $q_{p\lambda}^r \leq 1$. Для определения интересующей нас вероятности $q_{p\lambda}^t$ необходимо измерить величину $F(\lambda)$, показатели поглощения возбуждающего света k_p и k_{λ} , а также выход η_p . С другой стороны, для сравнения величины $q_{p\lambda}^t$ с теорией необходимо знать спектр люминесценции растворителя и спектр поглощения люминофора в области λ' , а также отношение τ_0/τ_e , где τ_0 — среднее время при нулевой концентрации и τ_e — среднее «естественное» время возбужденного состояния молекул растворителя.

§ 14. Измерения

Для измерения выхода η_p применялся следующий метод. Перед фотокатодом фотоумножителя ФЭУ-19 (рис. 22) помещалась кварцевая кювета K_1 с раствором флуоресцеина и за ней кювета K_2 с растворителем или раствором. Вся система ставилась у выходной щели \mathcal{W} монохроматора, выделявшего линии ртутной лампы. При условии, что поглощение возбуж-

дающего света в обеих кюветах ($\lambda = 254 \text{ мμ}$ в кювете K_2 и люминесценции растворителя или раствора в кювете K_1) полное и квантовый выход раствора флуоресцеина в области люминесценции растворителя и раствора постоянен, отношение отсчетов фототока ФЭУ при замене в кювете K_2 растворителя раствором непосредственно дает отношение их квантовых выходов. Действительно, в этих условиях фотоумножитель регистрирует только свет люминесценции раствора флуоресцеина, интенсивность которого пропорциональна числу квантов в свете люминесценции растворителя или раствора.

Поскольку на измеряемую в области поглощения растворителя интенсивность свечения раствора могут влиять изучаемые явления сенсibilизации, определялось также отношение интенсивности свечения раствора при возбуждении $\lambda = 254 \text{ мμ}$ к интенсивности при возбуждении длиной волны λ'' , лежащей в области прозрачности растворителя. Последняя интенсивность уже не зависит от явлений сенсibilизации.

Относительная интенсивность возбуждающих ртутных линий измерялась на той же установке, но только с одной кюветой K_1 . Из этих данных вычислялось отношение η_p^{254}/η_p'' . Для оценки абсолютной величины выхода η_p производилось сравнение выхода раствора η_p'' с выходом раствора флуоресцеина при возбуждении одной и той же длиной волны (например, $\lambda = 365 \text{ ммμ}$). Для этого измерялись площади под кривыми распределения энергии в спектрах люминесценции и из этих данных вычислялся выход η_p . Такой способ пришлось применить, поскольку люминесценция растворителей довольно слаба и лежит в ультрафиолетовой области. Поэтому непосредственное сравнение с раствором флуоресцеина оказалось затруднительным. Полученные большим числом пересчетов значения η_p имеют небольшую (порядка 50%), но достаточную для дальнейшего точность.

Измерение показателей поглощения $k_p(\lambda)$ и $k_d(\lambda)$ было проведено на спектрофотометре СФ-4.

Для определения $F(\lambda) = I/\eta_d E$ использовался следующий прием. Вместо I измерялось отношение $I(\lambda)/I(\lambda'')$, где λ'' соответствует области прозрачности растворителя. Очевидно, что в этой области, поскольку $k_p = 0$ и $q_{рл}^r = q_{рл}^t = 0$, $F(\lambda'') = 1$. Необходимое для вычисления отношения $F(\lambda)/F(\lambda'')$ отношение $E(\lambda)/E(\lambda'')$ определялось уже упомянутым методом измерения с кюветой K_1 (флуоресцен), а η_d полагалось равным $\frac{\lambda}{\lambda''} \eta_{дл}''$.

Спектры люминесценции растворителей (о-ксилол и толуол), необходимые для сравнения с теорией, были сфотографированы при возбуждении ртутной лампой низкого давления ($\lambda = 254 \text{ мμ}$) на кварцевом спектрографе. Поскольку для последующих выводов было достаточно знать приблизительное расположение спектра, количественная обработка спектрограмм не производилась, и использовалась кривая почернения.

Результаты измерений выхода растворителей и растворов представлены в табл. 6. Как следует из представленных в этой таблице данных, выход η_p мал и, следовательно, влияние передачи энергии возбуждения от растворителя к растворенному веществу путем реабсорбции незначительно.

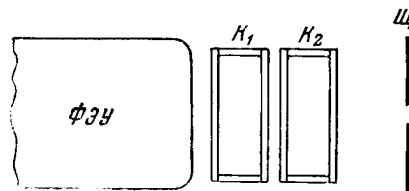


Рис. 22. Схема установки для измерения выхода люминесценции растворителей и растворов

Щ — выходная щель монохроматора; K_1 — кварцевая кювета; K_2 — кювета с раствором флуоресцеина; ФЭУ — фотоумножитель ФЭУ-19

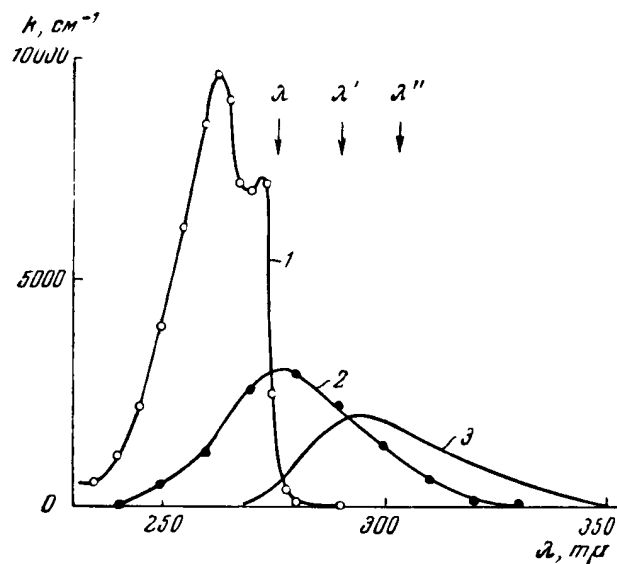


Рис. 23. Спектр поглощения о-ксилола (1), спектр поглощения терфенила (2) и спектр люминесценции ксилола (3); шкала показателей поглощения относится к спектрам поглощения о-ксилола и раствора терфенила (концентрация 10^{-3} г/мл); спектр люминесценции дан приближенно (по кривой почернения)

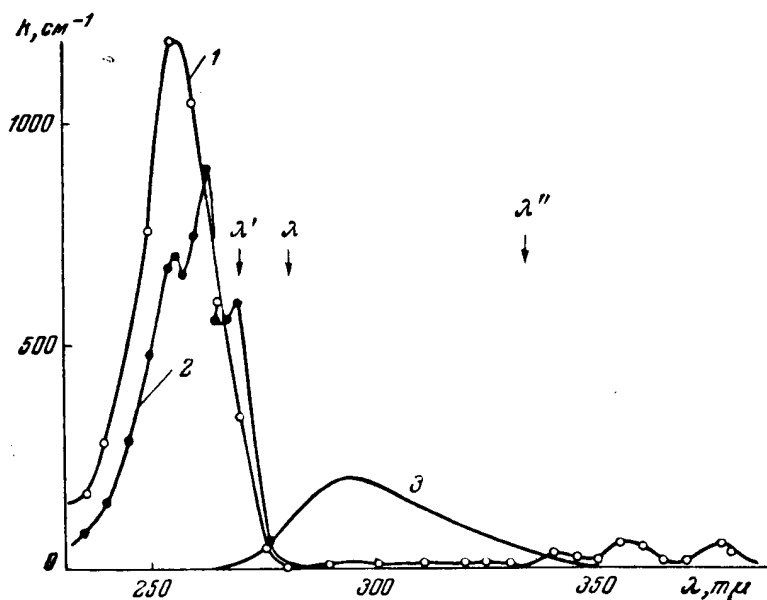


Рис. 24. Спектр поглощения толуола (2) и антрацена (1) и спектр люминесценции толуола (3); шкала показателей поглощения относится к спектру поглощения толуола и к раствору антрацена (концентрация $5 \cdot 10^{-4}$ г/мл)

Таблица 6

Раствор	η_p^{254} / η_L	$\eta_p^{254} *$
Терфенил в о-ксилоле	0,03	0,03
Антрацен в толуоле	0,035	0,01

* При вычислении этих значений квантовый выход раствора флуоресценции полагался равным единице.

На рис. 23 и 24 приведены спектры поглощения и люминесценции растворителей и разность спектра поглощения раствора и растворителя

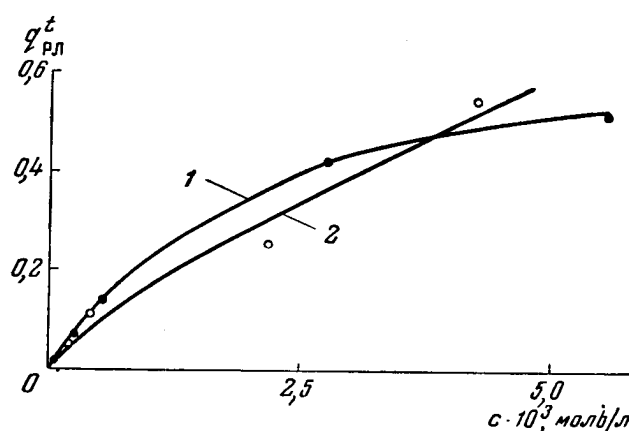


Рис. 25. Зависимость вероятности переноса $q_{рл}^t$ от концентрации раствора
1 — антрацен в толуоле; 2 — терфенил в ксилоле

(спектр поглощения люминофора). В табл. 7 указаны полученные значения $k_L / (k_p + k_L)$, величина $F = I / \eta_L E$ и вычисленные отсюда значения $q_{рл}^t$ ¹. На рис. 25 показана зависимость $q_{рл}^t$ от концентрации.

Таблица 7

c , г/мл	$c \cdot 10^4$ моль/л	$k_L / (k_p + k_L)$	F	$q_{рл}^t$
Терфенил в ксилоле ($\lambda = 276$ мμ)				
10^{-5}	0,43	0,0046	0,03	
$5 \cdot 10^{-5}$	2,2	0,023	0,10	0,05
10^{-4}	4,3	0,044	0,18	0,11
$5 \cdot 10^{-4}$	22	0,194	0,41	0,25
10^{-3}	43	0,316	0,70	0,54
$5 \cdot 10^{-3}$	217	0,70	1,1	1
Антрацен в толуоле ($\lambda = 281$ мμ)				
10^{-5}	0,56	0,0016	0,03	0,02
$5 \cdot 10^{-5}$	2,8	0,008	0,08	0,07
10^{-4}	5,6	0,016	0,17	0,14
$5 \cdot 10^{-4}$	28	0,076	0,47	0,42
10^{-3}	56	0,14	0,59	0,51

¹ Величина $q_{рл}^r$ полагалась равной единице. Ее точное значение влияет на вычисляемые значения $q_{рл}^t$ только при малых концентрациях, так как $\eta_p \ll 1$.

§ 15. Обсуждение результатов

Предположим, что перенос, вероятность которого определяется величиной $q_{\text{рл}}^t$, происходит вследствие индуктивного резонансного взаимодействия возбужденных молекул растворителя (M_1) и молекул растворенного люминофора (M_2). В предположении, что молекулы неподвижны в течение времени возбужденного состояния, согласно гл. I¹,

$$q_{\text{рл}}^t = 2qe^{q^2} \int_0^\infty e^{-x^2} \approx \sqrt{\pi} q - 2q^2 + \dots, \quad (15.1)$$

где q имеет прежнее значение.

Измерить τ_0 непосредственно не удалось из-за слабости свечения растворителей. Поэтому оценка τ_0/τ_e была сделана в предположении, что тушение, обуславливающее малое значение выхода $\eta_{\text{р}}$ (см. табл. 6), — «тушение второго рода», т. е. что $\tau_0/\tau_e = \eta_{\text{р}}$. Оценка абсолютной величины τ_e была сделана по площади первой (длинноволновой) полосы поглощения растворителей, предполагая, что, как обычно, люминесценция обусловлена тем же электронным переходом (см. [49]). В табл. 8 приведены данные, необходимые для вычисления (15.1).

Т а б л и ц а 8

Люминофор и растворитель	$\lambda',$ мμ	n	$\frac{\tau_0}{\tau_e}$	$\tau_e, 10^{-7}$ сек.	$\bar{\alpha} \cdot 10^{17}$	$\frac{q_{\text{рл}}^t(\text{эксп})^*}{q_{\text{рл}}^t(\text{теор})}$
Терфенил в ксилоле	290	1,6	0,03	1,8	5,3	12,5
Антрацен в толуоле	270	1,6	0,01	20	8,5	22

* Для $c = 5 \cdot 10^{-3}$ г/мл.

В последнем столбце табл. 8 приведено отношение экспериментальных и вычисленных по (15.1) значений $q_{\text{рл}}^t$ для малых концентраций, когда в (15.1) можно ограничиться линейным членом. Как следует из этих данных, перенос происходит со значительно большей вероятностью, чем можно ожидать из теории. Это расхождение объясняется, несомненно, тем, что предположение о неподвижности молекул за время возбужденного состояния, справедливое для достаточно вязких растворов, непригодно в нашем случае. Действительно, характеристическое расстояние

$R_0 = \sqrt[3]{0,315 q / N}$, на котором вероятность переноса становится равной вероятности излучения $1/\tau_0$, существенно меньше, чем среднее диффузионное смещение $\sqrt[3]{\bar{r}^2} = \sqrt[3]{6Dt}$ молекул за соответствующее время возбужденного состояния $\tau_0/2$. Эти величины сопоставлены в табл. 9.

Для грубой оценки возможного влияния диффузии предположим, что перенос происходит с вероятностью $p = 1/2$ при сближении молекул на расстояние R_0 . Тогда, согласно теории тушения, определяемого диффузией [2,3], вероятность переноса

$$q_{\text{рл}}^t = 4\pi p R_0 \tau_0 D N \left(1 + \frac{R_0}{\sqrt{\tau_0 D}} \right), \quad (15.2)$$

¹ Величина вероятности переноса $q_{\text{рл}}^t$ связана, очевидно, с вероятностью тушения люминесценции растворителя. Если выход люминесценции растворителя уменьшается из-за переноса от значения B_0 до B , то $q_{\text{рл}}^t = (B_0 - B) / B_0$.

Таблица 9

Люминофор и растворитель	$R_0, \text{Å}$	$\sqrt{r^2}, \text{Å}$	$q_{\text{рл}}^t$ для $c=5 \cdot 10^{-4} \text{ г/мл}$		
			эксп.	теор. без диффуз.	теор. с диффуз.
Терфенил в ксилоле	20	75	0,05	0,004	0,06
Антрацен в толуоле	17	140	0,07	0,003	0,16

где коэффициент диффузии

$$D = \frac{kT}{6\pi\eta} \left(\frac{1}{\sigma_1} + \frac{1}{\sigma_2} \right) \quad (15.3)$$

(η — вязкость, σ_1 и σ_2 — «кинетические» радиусы взаимодействующих молекул; вязкость растворителей $\eta \approx 0,6$ сантипуаз, для оценки принято $\sigma_1 \approx 10 \text{ Å}$, $\sigma_2 \approx 3 \text{ Å}$). Значения $q_{\text{рл}}^t$, полученные на основании такой оценки, приведены в последнем столбце табл. 9. Эти значения удовлетворительно согласуются с экспериментальными, хотя проведенная оценка весьма груба. Не исключено также, что кроме диффузии возбужденной молекулы существует некоторая вероятность передачи энергии от одной молекулы растворителя к другой, что приводит к миграции возбуждения по растворителю.

Таким образом, при передаче энергии возбуждения от растворителя резонансный перенос играет существенную роль. В этом случае в растворителях сравнительно небольшой вязкости необходимо учитывать движение молекул за время возбужденного состояния, но величина «эффективного сечения» соударений, приводящих к передаче энергии, находится в полном согласии с теорией резонансного переноса¹.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Объединенные в настоящей работе исследования показывают, что довольно широкий круг явлений, наблюдающихся при люминесценции растворов, связан с резонансным переносом электронной энергии возбуждения. Применение общей теории резонансного переноса, развитой для молекул с широкими сплошными спектрами, и специализация этой теории для определенных частных случаев дают возможность установить степень соответствия экспериментальных данных теоретическим ожиданиям и сделать определенные выводы о происходящих процессах.

Полученные экспериментальные данные достаточно убедительно подтверждают, что вероятность переноса при резонансном индуктивном взаимодействии действительно определяется только оптическими свойствами взаимодействующих молекул. Это подтверждено для трех основных случаев, когда 1) молекулы M_1 и M_2 одинаковые (концентрационные явления), 2) молекула M_1 — люминесцирующая, а M_2 — не люминесцирующая (резонансное тушение) и 3) молекулы M_1 и M_2 — разные люминесцирующие (сенситивизированная люминесценция).

¹ Аналогичные измерения, проведенные для пластических сцинтилляторов, в которых диффузия возбужденных молекул и молекул растворителя практически исключена, показали, что имеется также удовлетворительное согласие с теорией резонансного переноса [60].

Для более сложных случаев сенсбилизации, связанной с переносом энергии от растворителя к растворенному веществу и с переносом от основной решетки молекулярного кристалла к примеси, сравнение экспериментальных данных с теорией также оказывается плодотворным. Такое сравнение дает возможность утверждать, что в этих более сложных случаях резонансный перенос дополняется другими явлениями — диффузией возбужденных молекул растворителя или миграцией энергии возбуждения по решетке кристалла.

Наиболее важные полученные результаты можно формулировать следующим образом.

1. Теория

Проведено сопоставление квантовомеханической теории Ферстера с классической интерпретацией. Рассмотрены два предельных случая усреднения вероятности переноса по совокупности молекул (случай «неподвижных молекул» и случай «перемешивания»). Рассмотрено соотношение с теорией Вавилова, включавшей предположение о «мгновенном тушении». Вычислено среднее время возбужденного состояния в зависимости от концентрации.

2. Концентрационные явления в растворах люминесцирующих красителей

а) Показано, что вероятность переноса, найденная по деполяризации люминесценции, удовлетворительно согласуется с вычисленной из спектров по теории резонансного переноса.

б) Экспериментально установлено соотношение между изменением выхода и τ , следующее из теории для «случая неподвижных молекул».

в) Высказано предположение, что соотношение между переносами с тушением и без тушения можно объяснить тушением при «антистоксовых переносах». На опыте относительное число переносов с тушением превышает вычисленное по зависимости выхода от частоты возбуждения, что, возможно, объясняется существованием тушения первого рода. Во всяком случае из этих соображений может быть указана нижняя граница вероятности переносов с тушением.

3. Резонансное тушение

а) Вероятность резонансного тушения и соотношение между изменением выхода и τ в вязких растворах согласуется с вычисленной по спектрам из теории резонансного переноса.

б) В растворах со сравнительно небольшой вязкостью наблюдается изменение соотношения между выходом и τ , которого можно ожидать при переходе к «случаю перемешивания».

в) Опыты по резонансному тушению растворов сернокислого уранила подтверждают, что вероятность тушения пропорциональна $1/\tau_0$ и, следовательно, относительная величина тушения не зависит от τ_0 .

4. Сенсбилизированная люминесценция в растворах

а) Обнаружен эффект увеличения длительности сенсбилизированной люминесценции в соответствии с тем, что можно ожидать из рассмотрения кинетики сенсбилизированной люминесценции.

б) Величина эффектов при сенсibilизованной люминесценции удовлетворительно согласуется с теорией резонансного переноса.

5. Перенос энергии в кристаллах антрацена с нафтаценом

а) Сравнение наблюдаемого изменения τ антрацена при увеличении концентрации нафтацена с вычисленным по перекрытию спектров приводит к заключению о миграции энергии по решетке антрацена. Это подтверждает экситонные представления, развитые из спектроскопических данных. Обсуждается вопрос о роли локализованных и нелокализованных экситонов в переносе энергии.

б) Показано путем анализа флуорометрических измерений, что закон затухания сенсibilизованной люминесценции отличен от экспоненциального.

6. Сенсibilизация люминесценции растворителем

а) Показано, что при возбуждении светом, поглощаемым в полосе поглощения растворителя (толуол, ксилол), может происходить перенос энергии от растворителя к растворенному люминофору, который не сводится к поглощению люминесценции растворителя.

б) Сравнение вероятности переноса, найденной экспериментально и вычисленной из спектров, показывает, что в случае растворителей сравнительно небольшой вязкости существенное значение имеет диффузионное смещение молекул за время возбужденного состояния.

Изучение различных случаев, когда проявляется резонансный перенос энергии, имеет значение не только для истолкования тех или иных явлений люминесценции, но должно создать основу дальнейших возможных приложений этих общих представлений. В вопросах, связанных с переносом энергии в конденсированных системах, имеется много спекулятивных представлений. Так, например, представление о резонансном переносе привлекается для объяснения некоторых явлений, происходящих при возбуждении люминесценции заряженными частицами, а также для объяснения сенсibilизованной люминесценции кристаллофосфоров. При этом количественное сравнение экспериментальных данных с теорией обычно не проводится. Ясно, конечно, что отнюдь не все случаи передачи энергии могут быть сведены к резонансному переносу в том смысле, какой был подробно characterized в настоящей работе. Тем более существенно детально исследовать возможные случаи и свойства резонансного переноса. Это должно дать возможность, с одной стороны, находить новые явления, объясняемые резонансным переносом, а с другой — отличать другие причины передачи энергии, например перенос энергии с электроном, перенос нелокализованным экситоном или передачу энергии на близких расстояниях с участием обменных взаимодействий.

Результаты, полученные в настоящей работе, как кажется автору, способствуют достижению определенной ясности в этом вопросе и создают основу как для изучения других случаев резонансного переноса, так и для суждения о том, можно ли ожидать резонансного переноса в той или другой системе или нужно искать другие причины передачи энергии возбуждения.

В этой работе мне помогали Т. П. Беликова и З. А. Чижикова, многие другие сотрудники Лаборатории люминесценции имени С. И. Вавилова способствовали своими советами и замечаниями. Всем им приношу глубокую благодарность.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Н. Kallmann u. F. London. *Zs. f. phys. Chem.*, 2, 207 (1929); А. М и тчелл и М. Земанский. Резонансное излучение и возбужденные атомы. ОНТИ, 1937.
2. С. И. Вавилов *Zs. f. Phys.*, 50, 52 (1928); 53, 665 (1929); *Acta Physica Polonica*, 5, 417 (1936).
3. Б. Я. Свешников. *Acta physicochimica USRR*, 3, 257 (1935); Труды ГОИ, вып. 108.
4. J. A. Umberger a. V. K. La Mer. *J. Am. Chem. Soc.*, 67, 1099 (1945).
5. F. Perrin. *Ann. de phys.*, 21, 169 (1929); 17, 73 (1937).
6. Ф. Душинский. ДАН СССР, 14, 73 (1937).
7. С. И. Вавилов. ЖЭТФ, 13, 13 (1943); Микроструктура света, Изд-во АН СССР, 1950 (см. также Собрание сочинений, т. II, Изд-во АН СССР, 1952).
8. П. П. Прингсгейм. Флуоресценция и фосфоресценция. ИЛ, 1951.
9. В. Л. Левшин. Фотолюминесценция жидких и твердых веществ. Гостехиздат, 1951.
10. С. И. Вавилов, М. Д. Галанин и Ф. М. Пекерман. Изв. АН СССР, сер. физич., 13, 18 (1945).
11. М. Д. Галанин. Труды ФИАН, 5 (1950).
12. Л. А. Тумерман. ЖЭТФ, 11, 515 (1941); УФН, 33, 218 (1947).
13. М. Д. Галанин, ДАН СССР, 73, 925 (1950).
14. а) S. H. Liebson, M. E. Bishop, J. O. Elliot. *Phys. Rev.*, 80, 907. (1950).
б) A. Schmillen. *Zs. f. Phys.*, 135, 294 (1953).
в) E. A. Bailey a. G. K. Rollefson. *J. Chem. Phys.*, 21, 1315 (1953).
г) J. B. Birks a. W. A. Little. *Proc. Phys. Soc.*, A66, 921 (1953).
15. А. М. Бонч-Бруевич, В. А. Молчанов и В. И. Широков. Изв. АН СССР, сер. физич., 20, 596 (1956).
16. F. Duschinsky. *Zs. f. Phys.*, 81, 7, 23 (1933).
17. А. М. Бонч-Бруевич. Изв. АН СССР, сер. физич., 20, 591 (1956).
18. Л. А. Тумерман и В. Шимановский. ДАН СССР, 15, 325 (1937).
19. Th. Förster. *Ann. d. Phys.*, 2, 55 (1948); *Zs. f. Naturforsch.*, 4a, 321 (1949).
20. D. L. Dexter. *J. Chem. Phys.*, 21, 836 (1953).
21. М. Д. Галанин. ЖЭТФ, 21, 126 (1951).
22. M. Wien. *Ann. d. Phys.*, 61, 151 (1897).
23. М. Д. Галанин и И. М. Франк. ЖЭТФ, 21, 114 (1951).
24. М. Д. Галанин. ЖЭТФ, 28, 485 (1955).
25. В. В. Антонов-Романовский. ДАН СССР, 9, 93 (1936).
26. Б. Я. Свешников. ДАН СССР, 111, 78 (1956).
27. В. В. Антонов-Романовский и М. Д. Галанин. Оптика и спектр., 3, 389 (1957).
28. И. М. Розман. Оптика и спектр., 4, 536 (1958).
29. М. Д. Галанин. Изв. АН СССР, сер. физич., 15, 543 (1951).
30. П. П. Феофилов и Б. Я. Свешников. ЖЭТФ, 10, 1372 (1940).
31. В. М. Агранович. Оптика и спектр., 3, 84 (1957); см. также С. Ф. Килин и И. М. Розман. Там же, 6, 70 (1959).
32. С. И. Вавилов. ДАН СССР, 16, 263 (1937).
33. V. Zancker. *Zs. f. Phys. Chem.*, 199, 225 (1952); 200, 250 (1952).
34. J. Perrin. *C. R.*, 184, 1097 (1927).
35. С. И. Вавилов и М. Д. Галанин. ДАН СССР, 67, 811 (1949).
36. М. Д. Галанин. ЖЭТФ, 21, 126 (1951).
37. М. Д. Галанин и Л. В. Левшин. ЖЭТФ, 21, 121 (1951).
38. Л. А. Кузнецова и Б. Я. Свешников. Оптика и спектр., 4, 55 (1958).
39. Н. А. Толстой и П. П. Феофилов. ДАН СССР, 58, 389 (1947).
40. А. Н. Теренин и В. Л. Ермолаев. ДАН СССР, 85, 547 (1952); *Trans. Farad. Soc.*, 52, 1042 (1956); В. Л. Ермолаев. ДАН СССР, 102, 925 (1955); Изв. АН СССР, сер. физич., 20, 514 (1956); Оптика и спектр., 2, 523 (1956).
41. J. Perrin et M.-lle Choucroin. *C. R.*, 189, 1213 (1929).
42. Th. Förster. *Zs. f. Elektrochem.*, 53, 93 (1949); W. F. Watson a. R. Livingston. *J. Chem. Phys.*, 18, 802 (1950).
43. E. J. Bowen a. R. Livingston. *J. Am. Chem. Soc.*, 76, 6300 (1954).

44. A. Schmillen. *Zs. f. Phys.*, **135**, 294 (1953).
45. а) A. Winterstein u. K. Schön. *Naturwiss.*, **22**, 237 (1934).
 б) E. J. Bowen. *Nature*, **142**, 1081 (1938).
 в) F. Weigert. *Trans. Farad. Soc.*, **36**, 1033 (1940).
 г) S. G. Carguly. *J. Chem. Phys.*, **13**, 128 (1943).
 д) E. J. Bowen a. E. Mikiewicz. *Nature*, **159**, 706 (1947); *Proc. Phys. Soc.*, **A62**, 26 (1940).
46. W. Hanle u. H. G. Jansen. *Zs. f. Naturforsch.*, **9a**, 791, 1954.
47. М. Д. Галанин и З. А. Чижилова. *Оптика и спектр.*, **1**, 175 (1956).
48. М. Д. Галанин и З. А. Чижилова. *ЖЭТФ*, **26**, 624, 1954.
49. М. Д. Галанин и З. А. Чижилова. *Изв. АН СССР, сер. физич.*, **22**, 1043 (1958).
50. М. С. Бродин и А. Ф. Прихотько. *Физический сборник, вып. 3 (8)* (Материалы X Всесоюзного совещания по спектроскопии, т. I, стр. 16). Изд-во Львовского ун-та, Львов, 1957.
51. Л. А. Кузнецова, Б. Я. Свешников и В. И. Широков. *Оптика и спектр.*, **2**, 578 (1957).
52. А. С. Давыдов. *Теория поглощения света в молекулярных кристаллах*. Киев, 1949; Сб. Памяти С. И. Вавилова, Изд-во АН СССР, 1952.
53. А. С. Селиваненко. *Оптика и спектр.*, **4**, 92, 122 (1958).
54. В. М. Агранович и Ю. В. Конобеев. *Оптика и спектр.*, **6**, 242 (1959).
55. И. В. Обреимов и А. Ф. Прихотько. *ЖЭТФ*, **9**, 34, 48 (1936) (см. обзор и литературу в сб. Памяти С. И. Вавилова).
56. H. Kallmann a. M. Furst. *Phys. Rev.*, **79**, 857 (1950); **81**, 853 (1951); **85**, 816 (1952).
57. Т. П. Беликова и М. Д. Галанин. *Оптика и спектр.*, **1**, 168 (1956).
58. M. Furst a. H. Kallmann. *Phys. Rev.*, **96**, 902 (1954).
59. L. S. Cohen a. A. Weinreb. *Phys. Rev.*, **93**, 1117 (1954).
60. Т. П. Беликова и М. Д. Галанин. *Изв. АН СССР, сер. физич.*, **22**, 48 (1958).

М. М. СУЩИНСКИЙ

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ¹

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время комбинационное рассеяние света широко применяется для изучения состава и строения вещества. Качественный и количественный молекулярный анализ по спектрам комбинационного рассеяния стал распространенным методом исследования и находит применение при решении ряда практически важных задач [1—5].

Не менее важно применение комбинационного рассеяния света для изучения структуры молекул и определения характеризующих их параметров. Однако эта проблема, естественно, значительно более сложна.

Простейшие заключения структурного характера по спектрам комбинационного рассеяния связаны с установлением свойств симметрии молекул, которыми определяются правила отбора в колебательных спектрах. Данные о числе линий, их интенсивности и поляризации — даже грубокачественные — позволяют во многих случаях решить вопрос о наличии у исследуемой молекулы тех или иных элементов симметрии. Для простейших молекул этих данных часто бывает достаточно для выбора между той или иной возможной структурой. Однако по мере усложнения молекул этот путь становится все менее эффективным, так как при большом числе ожидаемых линий в колебательных спектрах интерпретация наблюдаемых линий становится неоднозначной, и для сложных молекул требуются другие пути.

В поисках решения задачи об установлении связи между спектрами комбинационного рассеяния и строением молекул наметились к настоящему времени два основных направления. Первое, которое может быть охарактеризовано как теоретическое, основывается на применении методов расчета частот колебаний молекул. Второе покоится на установлении закономерностей, выступающих при сопоставлении спектров комбинационного рассеяния ряда близких между собой соединений. Это направление является в значительной степени эмпирическим.

Первые попытки применения расчетных методов к определению колебаний молекул были довольно примитивны и покоились обычно на замене реальной молекулы грубой моделью. Существенный шаг в области теоретического расчета колебаний молекул был сделан советскими учеными Ельяшевичем и Степановым [6—8]. В результате их работ стал вполне реальным расчет частот колебаний сложных молекул, а интерпретация наблюдаемых спектров значительно более надежной. Несмотря на существенные успехи, достигнутые на этом пути, необходимо отметить некоторые особенности существующих расчетных методов, ограничиваю-

¹ Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Защищена в Физическом институте им. П. Н. Лебедева АН СССР 24 июня 1957 г.

щие перспективы их применения. По самому своему характеру эти методы являются полуэмпирическими и приближенными, так как значения силовых постоянных заимствуются из опыта, причем постоянные, найденные по спектрам простых молекул, как правило, считаются неизменными при переходе к более сложным молекулам [8]. При определении же силовых постоянных по наблюдаемым спектрам колебания молекул предполагаются гармоническими, вследствие чего реальная ангармоничность колебаний входит скрытым образом в значения силовых постоянных. Последнее особенно существенно в тех случаях, когда в колебаниях принимают заметное участие атомы водорода. Таким образом, в самой принципиальной основе существующих расчетных методов заложены возможные источники погрешности, о которых, при всей плодотворности этих методов, нельзя забывать во избежание переоценки даваемой ими точности.

В силу указанных обстоятельств необходим осторожный подход к данным, получаемым расчетами частот колебаний. При интерпретации же спектров необходимо привлечение возможно более обширного экспериментального материала — измерение, наряду с частотами, других параметров линий в спектрах комбинационного рассеяния, использование данных по инфракрасным спектрам, исследование в ряде случаев дейтеропроизводных. Подобные всесторонние исследования проведены в настоящее время лишь для небольшого числа наиболее простых молекул. Что касается расчета электрооптических параметров — интенсивности и степени деполяризации, то, несмотря на важные результаты, полученные Волькенштейном [8, 9], продвижение здесь еще недостаточно для применения к сколько-нибудь сложным молекулам.

Второе направление, которое охарактеризовано выше как эмпирическое, использует сопоставление спектров ряда близких между собой соединений для далеко идущих выводов о связи между спектрами комбинационного рассеяния и строением молекул. Основным результатом, полученным на этом пути, явилось установление наличия характеристических частот. Было обнаружено, что спектры молекул, обладающих одними и теми же характерными группами атомов, связями и т. п., часто имеют некоторые общие или мало отличающиеся друг от друга частоты. Эти частоты, сопутствующие определенным химическим группам, входящим в разные молекулы, и получили название характеристических.

Первоначальное, весьма упрощенное представление о характеристических частотах как частотах колебаний, в которых участвует какая-то одна связь или небольшая группа атомов, оказалось в значительной степени неправильным. На почве подобных упрощенных представлений имели место многочисленные ошибки и недоразумения (см. [10]). Тем не менее, в основе своей сравнительный метод, приведший к обнаружению характеристических частот, не вызывает возражений, а факт наличия характеристических частот несомненно отражает важные свойства многоатомных молекул. При разумном подходе применение характеристических частот для заключений о структуре молекул дало в ряде случаев весьма положительные результаты. Особенное значение имеет систематическое исследование целых классов соединений с постепенно усложняющейся структурой молекул. Такие исследования пока еще очень немногочисленны, как правило, подбор объектов исследования носит в большей или меньшей мере случайный характер.

Из-за недостаточной разработанности методов исследования спектров комбинационного рассеяния, когда в этих спектрах измерялся только один параметр — частоты, возможности, которые дает сравнительный метод изучения спектров, использовались до последнего времени далеко

не полностью. Конечно, качественно значения интенсивностей линий (большая, малая) и степени депolarизации (поляризованная, депolarизованная) учитывались во многих исследованиях (см., например, [11—13]). Однако только после разработки строгих методов измерения интенсивности и степени депolarизации стало возможным сравнивать значения этих параметров в спектрах количественно. При этом в наших исследованиях [14] и исследованиях других авторов [15—17] было показано, что в ряде случаев, наряду с частотами, сохраняют свое значение при переходе от одной молекулы к другой и другие параметры линий — интенсивность, степень депolarизации и, как выяснилось позже, их ширина. Весьма существенно, что характеристичность одних параметров тесно связана с характеристичностью других параметров, т. е. имеется внутренняя связь между различными параметрами линий комбинационного рассеяния. Поэтому оказалось возможным сформулировать понятие характеристических линий, понимая под последними линии в спектрах комбинационного рассеяния, обладающие совокупностью характеристических параметров [18]. Понятие характеристических линий является естественным обобщением понятия характеристических частот.

Изучение спектров комбинационного рассеяния показало, что далеко не всякое разветвление, комбинация разветвлений или другая особенность строения молекул, повторяющаяся в ряде близких соединений, приводит к появлению в их спектрах характеристических линий. Лишь некоторые специфические группы атомов или связей (в ряде случаев — отдельные атомы и связи) обладают в спектрах комбинационного рассеяния характеристическими линиями. Подобные структурные единицы, наличие которых в молекулах сопровождается появлением в спектрах комбинационного рассеяния устойчивой совокупности характеристических линий, могут быть названы характеристическими структурными элементами молекулы [18, 19].

Эти результаты позволили нам развить общий метод установления корреляции между спектрами комбинационного рассеяния и строением молекул. В основе этого метода лежит изучение характеристических линий, соответствующих определенным структурным элементам молекул. Этот метод опирается, с одной стороны, на расчеты частот колебаний простейших молекул, обладающих данным структурным признаком, с другой стороны — на экспериментальное исследование длинных рядов соединений, обладающих этим признаком. Таким образом, в методе характеристических структурных элементов и характеристических линий объединяются и обобщаются упоминавшиеся выше два основных направления, возникшие при изучении частот колебаний.

Выделение некоторых колебаний как характеристических колебаний данного структурного элемента молекулы носит, конечно, приближенный характер. Строго говоря, каждое колебание есть колебание всей молекулы. Значение метода характеристических структурных элементов состоит в том, что он дает хорошее первое приближение и позволяет разобратся в спектрах сложных молекул, имеющих несколько десятков атомов. Таким образом, выявление характеристических структурных элементов с присущей им совокупностью характеристических линий должно рассматриваться как первый шаг на пути установления корреляции между спектрами комбинационного рассеяния и строением молекул. Вторым шагом является изучение закономерностей изменения параметров характеристических линий, т. е. отступлений от характеристичности.

В основу настоящей диссертации положены данные обширных экспериментальных исследований спектров комбинационного рассеяния углево-

дородов, систематически проводившихся, начиная с 1937 г., в Оптической лаборатории ФИАН под руководством акад. Г. С. Ландсберга [20—32].

Рассмотрение и систематизация экспериментального материала, относящегося к спектрам комбинационного рассеяния углеводородов, проводится нами на основе кратко описанного выше метода характеристических структурных элементов и характеристических линий. Поскольку этот метод основан на всестороннем изучении линий в спектрах комбинационного рассеяния, то в диссертации значительное место уделено методам измерения параметров линий. Этим вопросам посвящена гл. I.

Как указывалось, для выявления характеристических линий существенное значение имеет полный расчет и интерпретация спектров наиболее простых молекул, обладающих данным структурным признаком. В этой работе использованы все имеющиеся в литературе данные по расчету частот простейших углеводородов, в первую очередь — данные Степанова по расчету парафинов. Однако для некоторых важных классов углеводородов данных в литературе не оказалось. С другой стороны, в некоторых случаях приводимая в литературе интерпретация спектров представлялась недостаточно убедительной. Это побудило нас провести для нескольких углеводородов детальные расчеты колебательных частот. В подобных расчетах использовалась методика, разработанная Ельяшевичем и Степановым, с той особенностью, что решение вековых уравнений проводилось на электронной счетной машине. Некоторые изменения методики расчета, обусловленные использованием электронных счетных машин, описаны в гл. II. Там же приводятся результаты проведенных расчетов для отдельных молекул.

В гл. III, IV и V проводится систематическое рассмотрение спектров комбинационного рассеяния трех основных групп углеводородов — парафинов, наftenов и непредельных углеводородов, причем наряду с данными наших измерений широко используются литературные данные и данные расчетов частот простейших молекул. На основе рассмотрения спектров устанавливаются структурные признаки углеводородов различного типа, которые могут быть использованы при структурном анализе неизвестных углеводородов. Для каждого класса углеводородов дается схема структурного анализа. Вместе с тем устанавливаются некоторые общие закономерности структурного характера.

Полученные количественные данные для интенсивностей и степени депolarизации линий могут быть использованы для вычисления величин, более глубоко характеризующих изучаемые колебания молекул, — инвариантов тензора производной поляризуемости, его шпура и анизотропии. Возможность установить ход изменения указанных величин при изменении строения молекул представляет самостоятельный интерес. Кроме того, в ходе наших исследований выяснилась связь анизотропии тензора производной поляризуемости с шириной линий. Обсуждению этого круга вопросов посвящена гл. VI.

ГЛАВА I

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРОВ
КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ§ 1. Общие замечания об измерении параметров линий
комбинационного рассеяния

Измерение параметров линий в спектрах комбинационного рассеяния связано со многими специфическими трудностями. Сравнительно просто осуществляется лишь определение частот. При некоторых мерах предосторожности (см., например, [1]) измерение частот дает достаточно точные и воспроизводимые результаты. Измерение интенсивностей линий значительно более сложно. Здесь, кроме преодоления той трудности, что измеряемые линии очень слабы и находятся обычно на значительном сплошном фоне, приходится считаться также с искажающим действием спектрального аппарата. Необходимость учета аппаратных влияний особенно остро проявляется при измерении ширины линий. Наконец, измерение степени деполяризации линий предъявляет ряд специфических требований к применяемой аппаратуре, в особенности в связи с необходимостью ограничения апертуры световых лучей, падающих на сосуд с исследуемым веществом.

Ввиду отмеченных трудностей до сих пор еще в большинстве работ при исследовании спектров комбинационного рассеяния авторы ограничиваются измерением частот линий, сопровождая эту характеристику визуальной оценкой интенсивности линий и, иногда, степени деполяризации. Но даже в тех случаях, когда для интенсивности и степени деполяризации линий приводятся количественные данные, эти данные нуждаются в критическом к ним отношении, так как влияние спектральной аппаратуры и условий измерения обычно учитывается недостаточно полно и всесторонне. Вследствие этого данные разных авторов для интенсивностей и степеней деполяризации линий нередко значительно расходятся. Измерения ширины линий комбинационного рассеяния вообще начались лишь в последние годы и для этого параметра систематические данные приводятся только в монографии [1].

Между тем, надежные и воспроизводимые количественные характеристики всех параметров линий комбинационного рассеяния представляют значительный интерес во многих отношениях. Данные для интенсивностей линий служат основой количественного молекулярного анализа по спектрам комбинационного рассеяния. Знание значений интенсивностей, степеней деполяризации и ширины линий позволяет более глубоко подойти к вопросу о характеристичности линий (см. введение). Наконец, по интенсивности I и степени деполяризации ρ линии комбинационного рассеяния могут быть определены инварианты тензора α' производной поляризуемости для соответствующего колебания — шпур ν' и анизотропия g' . Действительно, согласно теории поляризуемости Плачека,

$$I = \text{const} \cdot (5b'^2 + 13g'^2); \quad (1.1)$$

$$\rho = \frac{6g'^2}{5b'^2 + 7g'^2}. \quad (1.2)$$

Отсюда обратно

$$g'^2 = \frac{I}{6c} \frac{\rho}{(1 + \rho)}; \quad (1.3)$$

$$b'^2 = \frac{I}{6c} \frac{(6 - 7\rho)}{5(1 + \rho)} \quad (1.4)$$

где c — постоянная. Таким образом, зная величины I и ρ для каких-либо характеристических линий в ряду сходных соединений, можно проследить за изменением тензора производной поляризуемости α' и выяснить его зависимость от строения молекул. При этом, конечно, должны использоваться величины I и ρ , в которых исключено влияние параметров спектральной установки и условий измерений.

Трудности, связанные с измерением всей совокупности параметров линий в спектрах комбинационного рассеяния, были в основном преодолены в работах группы сотрудников Оптической лаборатории ФИАН под руководством акад. Ландсберга. Разработанные методы измерений описаны в монографии [1] и в наших работах [3, 19, 32—34]. Поэтому ниже ограничимся лишь кратким рассмотрением основных вопросов, связанных с измерением параметров линий комбинационного рассеяния и описанием тех конкретных приемов измерений и применявшейся аппаратуры, которые не нашли надлежащего отражения в упомянутых работах. В дальнейшем методы измерения интенсивностей и ширины линий рассматриваются совместно. Измерение степени деполяризации линий имеет некоторые особенности и поэтому рассматривается в специальном разделе. Методов измерения частот линий мы касаться не будем.

Параметры линий комбинационного рассеяния — в первую очередь их интенсивность и ширина, зависят от внешних условий (температуры и давления) и агрегатного состояния исследуемого вещества. Исследование закономерностей изменения параметров линий комбинационного рассеяния в зависимости от указанных факторов представляет большой интерес, однако выходит за рамки настоящей работы. Ниже для однозначности приводимые данные всегда относятся к определенным условиям опыта: вещества исследуются в жидком состоянии, при атмосферном давлении и температуре около 30°C (см. [1]).

§ 2. Определение истинных значений интенсивности и ширины линий по наблюдаемым

Как известно, наблюдаемые контуры спектральных линий всегда в большей или меньшей степени отличаются от истинных. Это искажение контуров линий происходит под влиянием спектрального аппарата, в случае же линий комбинационного рассеяния света существенную роль играют также ширина и форма возбуждающей линии.

В этом параграфе указывается общий метод учета искажающих факторов и определения истинного контура линий комбинационного рассеяния, и, соответственно, истинных значений интенсивности и ширины линий по наблюдаемым.

Пусть $\varphi(\lambda)$ — функция, задающая форму изучаемой спектральной линии, $a(x)$ — «функция аппарата», т. е. распределение интенсивности в фокальной плоскости спектрографа, создаваемое бесконечно узкой спектральной линией. Тогда распределение интенсивности, создаваемое изучаемой линией, как известно, может быть представлено в виде

$$k(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) a(x - \lambda) d\lambda, \quad (2.1)$$

где x — координата точки в фокальной плоскости спектрографа. Для простоты будем считать, что точка $x = 0$ соответствует максимуму кривой $k(x)$.

Выражение (2.1) представляет собой по отношению к функции $\varphi(\lambda)$ интегральное уравнение. Для решения его были предложены различные

приближенные методы [35—37]. Однако это уравнение может быть разрешено относительно функции $\varphi(\lambda)$ и в общем виде [33]. Действительно, уравнение (2.1) представляет собой так называемую «свертку» функций $\varphi(\lambda)$ и $a(\lambda)$. Вследствие этого, если ввести функции

$$K(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} k(x) e^{iux} dx; \quad (2.2a)$$

$$A(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} a(x) e^{iux} dx; \quad (2.2b)$$

$$\Phi(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(x) e^{iux} dx, \quad (2.2c)$$

то уравнение (2.1) приводится к виду¹

$$K(u) = \sqrt{2\pi} \Phi(u) A(u). \quad (2.3)$$

Отсюда

$$\Phi(u) = \frac{1}{2\pi} \frac{K(u)}{A(u)}. \quad (2.4)$$

Пользуясь формулами обращения интеграла Фурье, мы из (2.4), принимая во внимание (2.2), находим

$$\varphi(\lambda) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{K(u)}{A(u)} e^{-iu\lambda} du. \quad (2.5)$$

Формула (2.5) дает общее решение уравнения (2.1). При помощи этой формулы истинный контур спектральной линии выражен через наблюдаемый контур той же линии и «функцию аппарата».

В случае линии комбинационного рассеяния исследуемая линия $\varphi(\lambda)$ сама представляет собой результат «свертки» контура возбуждающей линии $\varphi_v(\lambda)$ и собственного контура комбинационной линии $\varphi_n(\lambda)$, т. е. контура, который получился бы при бесконечно узкой возбуждающей линии [39]. Именно,

$$\varphi(\lambda) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_n(x) \varphi_v(x - \lambda) dx. \quad (2.6)$$

Обозначив

$$\Phi_v(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_v(\lambda) e^{iu\lambda} d\lambda; \quad (2.7)$$

$$\Phi_n(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_n(\lambda) e^{iu\lambda} d\lambda,$$

будем иметь

$$\Phi(u) = \sqrt{2\pi} \Phi_v(u) \Phi_n(u). \quad (2.8)$$

Подставляя (2.8) в (2.3), находим

$$K(u) = 2\pi \Phi_v(u) \Phi_n(u) A(u). \quad (2.9)$$

¹ Требования, налагаемые на функции $\varphi(\lambda)$, $a(\lambda)$ и $k(\tau)$ [38], практически всегда выполнены.

Воспользуемся теперь тем, что для наблюдаемого контура возбуждающей линии справедливо соотношение, аналогичное уравнению (2.1):

$$k_{\text{в}}(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi_{\text{в}}(\lambda) a(x - \lambda) d\lambda. \quad (2.10)$$

Будем предполагать, что функция аппарата $a(x)$ не изменяется существенно в спектральном интервале от возбуждающей линии до изучаемой комбинационной линии, т. е. в (2.1) и в (2.10) $a(x)$ — одна и та же функция. Преобразуя уравнение (2.10) аналогично тому, как это сделано выше для (2.1), находим

$$K_{\text{в}}(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} k_{\text{в}}(x) e^{iux} dx = \sqrt{2\pi} \Phi_{\text{в}}(u) A(u). \quad (2.11)$$

Подставляя (2.11) в (2.9), легко находим

$$K(u) = \sqrt{2\pi} K_{\text{в}}(u) \Phi_{\text{к}}(u), \quad (2.12)$$

откуда

$$\Phi_{\text{к}}(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \frac{K(u)}{K_{\text{в}}(u)}. \quad (2.13)$$

Пользуясь формулами обращения интеграла Фурье, из (2.13), принимая во внимание (2.7), получаем

$$\varphi_{\text{к}}(\lambda) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{K(u)}{K_{\text{в}}(u)} e^{-i\lambda u} du. \quad (2.14)$$

Таким образом, истинный контур комбинационной линии полностью определяется заданием наблюдаемого контура этой комбинационной линии и наблюдаемого контура возбуждающей линии. Существенно, что для определения истинного контура комбинационной линии не требуется знать аппаратную функцию применяемого спектрального прибора и истинный контур возбуждающей линии — функций, экспериментальное определение которых сопряжено с большими затруднениями; наблюдаемые же контуры комбинационной линии $k(x)$ и возбуждающей линии $k_{\text{в}}(x)$, входящие в выражения для $K(u)$ и $K_{\text{в}}(u)$, определяются сравнительно просто, путем непосредственных измерений распределения интенсивности на фотопластинке.

Мы проводили все вычисления в предположении, что спектральный аппарат представляет собой спектрограф, и $\kappa(x)$ — распределение интенсивности в фокальной плоскости этого спектрографа. Однако все полученные результаты сохраняются и в том случае, когда спектральным прибором служит монохроматор. Действительно, распределение интенсивности на спектрограмме, полученной при помощи монохроматора с выходной щелью ширины $2b$, определяется выражением

$$S(y) = \int_{y-b}^{y+b} k(x) dx = \int_{y-b}^{y+b} dx \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) a(x - \lambda) d\lambda. \quad (2.15)$$

Изменим в правой части этого выражения порядок интегрирования и произведем замену переменных

$$x - \lambda = z,$$

Тогда (2.15) преобразуется к виду

$$S(y) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) d\lambda \int_{y-\lambda-b}^{y-\lambda+b} a(z) dz \quad (2.16)$$

или

$$S(y) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) f(y-\lambda) d\lambda, \quad (2.17)$$

где

$$f(y-\lambda) = \int_{y-\lambda-b}^{y-\lambda+b} a(z) dz. \quad (2.18)$$

Уравнение (2.17) отличается от (2.1) только тем, что функция аппарата $a(x)$ заменена функцией $f(y)$, играющей роль аппаратной функции монохроматора. Таким образом, все результаты, полученные для спектрографа, остаются в силе для монохроматора, причем в качестве аппаратной функции должна быть взята $f(y)$.

Рассмотрим случай, когда наблюдаемый контур комбинационной линии симметричен относительно точки $x=0$. Наблюдаемый контур возбуждающей линии также будем считать симметричным. Тогда формула (2.14) несколько упрощается и может быть записана в виде

$$\varphi_K(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{K(u)}{K_B(u)} \cos u\lambda du, \quad (2.19)$$

где

$$K(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} k(x) \cos ux dx;$$

$$K_B(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} k_B(x) \cos ux dx. \quad (2.20)$$

Формула (2.14) или в случае симметричных контуров (2.19) дает общее решение задачи о нахождении истинного контура линий комбинационного рассеяния по наблюдаемым контурам этих линий и возбуждающей линии. При помощи этих формул можно легко найти также истинные значения величин, которые служат обычно для характеристики интенсивности и ширины изучаемых линий комбинационного рассеяния.

Для характеристики интенсивности спектральных линий используются две величины — интенсивность в максимуме линии I_0 и интегральная интенсивность I_{∞} , пропорциональная площади, ограниченной контуром линии. Для характеристики ширины линий обычно используются «полуширина» δ (см. рис. 1) и «эффективная ширина» $\delta_{\text{эфф}}$, определяемая соотношением

$$\delta_{\text{эфф}} = \frac{2}{\pi} \frac{I_{\infty}}{I_0}. \quad (2.21)$$

Множитель $2/\pi$ введен для того, чтобы в случае дисперсионной формы контура линий величины $\delta_{\text{эфф}}$ и δ совпадали (см. [1,32]).

Следует отметить, что величины δ и $\delta_{\text{эфф}}$, условно характеризующие ширину линий, не дают полного представления об изучаемой линии, если неизвестна ее форма. Обычно исследуемые линии сравниваются с наиболее просто задаваемыми аналитически «куполообразными» кривыми, и качественно устанавливается, к какому из подобных контуров ближе всего наблюдаемый контур линии. Этот метод, естественно, не может передать тонкие различия в форме линий. Более полное описание линии может быть достигнуто при помощи одновременного задания обеих величин δ и $\delta_{\text{эфф}}$. При этом их отношение $r = \delta / \delta_{\text{эфф}}$ может служить «показателем формы» линии, давая количественную характеристику формы ее. Несмотря на то, что численно разница между δ и $\delta_{\text{эфф}}$ невелика, «показатель формы» r оказывается достаточно чувствительным к изменениям формы, ибо величины δ и $\delta_{\text{эфф}}$ независимы и характеризуют свойства линии с разных сторон. Удобство этого показателя в легкости экспериментального определения, поскольку для любого наблюдаемого контура нужные величины (I_0 , I_∞ и δ) определяются при помощи простых измерений.

Зная значение «показателя формы» r для изучаемого контура, легко найти в аналитической форме кривую, аппроксимирующую данный контур. Для этого предварительно нужно установить «шкалу» форм линий. В качестве такой шкалы можно предложить следующий набор функций.

1. «Щелевая» аппаратная функция, соответствующая случаю, когда щель спектрального аппарата целиком определяет наблюдаемую форму линии. В зависимости от условий измерений эта функция имеет вид:

а) спектрограф со щелью ширины $2s$

$$k_{1a}(x) = \begin{cases} 1 & \text{при } -s \leq x \leq s; \\ 0 & \text{при } |x| > s \end{cases} \quad (2.22)$$

(контур имеет вид прямоугольника, рис. 1, а). При этом

$$K_{1a}(u) = \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \frac{\sin su}{u}; \quad (2.23)$$

б) монохроматор с входной щелью ширины $2s$ и выходной щелью ширины $2b$ (для определенности примем $s < b$):

$$k_{1b}(x) = \frac{1}{2s} \begin{cases} 0 & \text{при } x \leq -b-s; \\ x+s+b & \text{при } -b-s \leq x \leq s-b; \\ 2s & \text{при } s-b \leq x \leq b-s; \\ b+s-x & \text{при } b-s \leq x \leq b+s; \\ 0 & \text{при } b+s \leq x \end{cases} \quad (2.24)$$

(контур имеет вид трапеции);

$$K_{1b}(u) = \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \frac{\sin su}{su} \frac{\sin bu}{u}; \quad (2.25)$$

в) в важном частном случае монохроматора, имеющего одинаковые по ширине входную и выходную щели, имеем:

$$k_{1c}(x) = \frac{1}{2b} \begin{cases} 0 & \text{при } x < -2b; \\ 2b+x & \text{при } -2b \leq x \leq 0; \\ 2b-x & \text{при } 0 \leq x \leq 2b; \\ 0 & \text{при } x > 2b \end{cases} \quad (2.26)$$

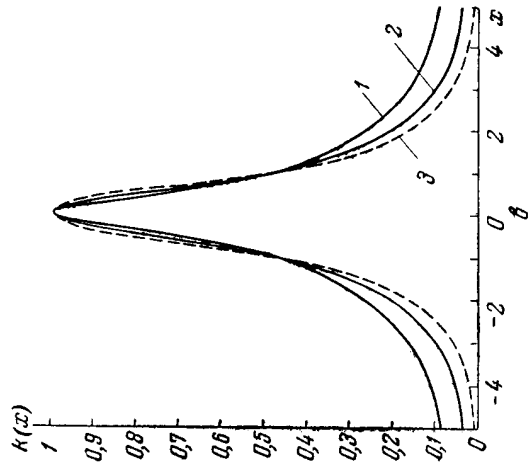
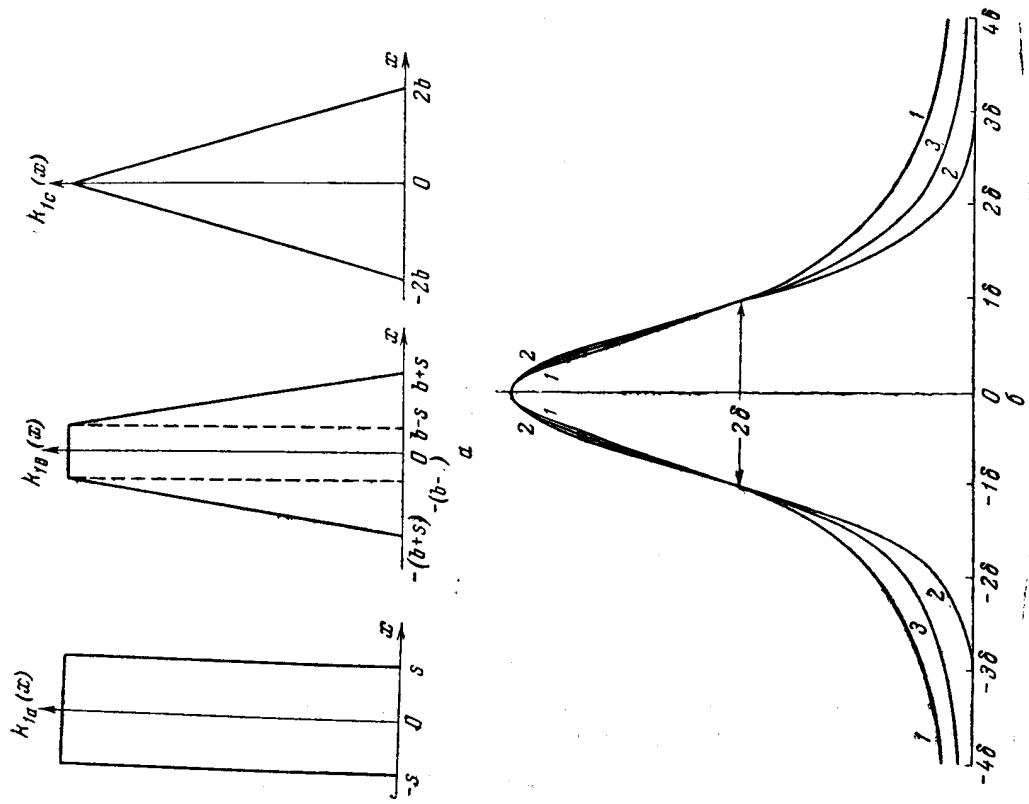


Рис. 1. Опорные спектральные линии
а — целевая функция; б — дисперсионный (1)
и гауссов (2) контуры и их свертка (функции
Фойгта) (3) для значений параметров $p/q = 0,6$;
 $r = 1,208$; в — функции $K_4(x)$ при различных
значениях параметра B (1 — $B = -0,25$, 2 —
 $B = 0$ — дисперсионный контур; 3 — $B = 0,25$)

{контур имеет вид треугольника);

$$K_{1c}(u) = \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \frac{\sin^2 bu}{bu^2}. \quad (2.27)$$

Важно отметить, что во всех трех случаях $I_{\infty}/I_0 = \delta$ и, следовательно, множитель r имеет одно и то же значение $r_1 = \frac{\pi}{2}$.

2. Функция Гаусса (рис. 1, б)

$$k_2(x) = e^{-x^2/q^2}, \quad (2.28)$$

$$K_2(u) = \frac{q}{\sqrt{2}} e^{-\frac{u^2/q^2}{4}}. \quad (2.29)$$

3. «Дисперсионная» функция

$$k_3(x) = \frac{1}{1 + \frac{x^2}{p^2}}, \quad (2.30)$$

$$K_3(u) = \sqrt{\frac{\pi}{2}} p e^{-pu} \quad (u \geq 0). \quad (2.31)$$

4. Для кривых, более «расплывчатых», чем дисперсионная кривая, удобна предложенная нами функция [33] (рис. 1, в):

$$k_4(x) = \frac{A}{(1+B)} \left\{ \frac{1}{1 + \frac{x^2}{a^2}} + B \frac{\left(1 - \frac{x^2}{4a^2}\right)}{\left[1 + \frac{x^2}{4a^2}\right]^2} \right\}, \quad (2.32)$$

$$K_4(u) = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{Aa}{(1+B)} [e^{-au} + 4Baue^{-2au}] \quad (u \geq 0). \quad (2.33)$$

В уравнении (2.32) величина $2a$ характеризует (при любом B) полуширину линии, в то время как параметр B характеризует отклонения контура линии от дисперсионной формы. Возможные значения параметров B лежат в пределах от $-1,0$ до $0,25$.

В табл. 1 приведены соответствующие значения «показателя формы» r . Как можно видеть из таблицы и рис. 1, приведенная «шкала формы

Таблица 1

Шкала формы линий

Функция	Обозначения	Полуширина	I_{∞}	$\delta_{\text{эфф}} = \frac{2I_{\infty}}{\pi I_0}$	$r = \frac{\delta}{\delta_{\text{эфф}}}$
1. «Щелевая» функция	$k_{1a}(x)$	$2s$	δ	$\frac{\delta}{\left(\frac{\pi}{2}\right)}$	$\frac{\pi}{2} = 1,57$
	$k_{1b}(x)$	$2b$			
	$k_{1c}(x)$	$2b$			
2. Функция Гаусса	$k_2(x)$	$2q\sqrt{\ln 2}$	$\sqrt{\pi}q$	$2q/\sqrt{\pi}$	$\sqrt{\pi \ln 2} = 1,47$
3. Дисперсионная функция	$k_3(x)$	$2p$	πp	$2p$	$1,0$
4. Функция $k_4(x)$	$k_4(x)$	$2a$	$\frac{\pi a A}{1+B}$	$\frac{2a}{1+B}$	$1+B$

линий» охватывает широкий класс симметричных куполообразных кривых. Случай несимметричных кривых рассмотрен в нашей работе [33], здесь мы на подобных кривых останавливаться не будем.

Для промежуточных значений r наблюдаемые контуры линий могут быть представлены как «свертки» соответствующих контуров шкалы. Для интервала (1—2) будем иметь

$$k_{12}(x) = A_1 \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{(x-\lambda)^2}{q^2}} k_1(\lambda) d\lambda, \quad (2.34)$$

$$K_{12}(u) = A_1 \sqrt{\pi} q K_1(u) e^{-\frac{u^2 q^2}{4}}. \quad (2.35)$$

Для интервала (2—3)¹

$$k_{23}(x) = A_2 \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-\frac{(x-\lambda)^2}{q^2}}}{1 + \frac{\lambda^2}{p^2}} d\lambda, \quad (2.36)$$

$$K_{23}(u) = \frac{\pi}{\sqrt{2}} A_2 p q e^{-\frac{u^2 q^2}{4}} e^{-pu}. \quad (2.37)$$

Из приведенных выше формул легко установить соотношения между наблюдаемыми и истинными значениями параметров линий комбинационного рассеяния. Для этого предварительно рассмотрим, как связаны параметры p , q и т. д., входящие в формулы, с экспериментально определяемыми величинами δ , $\delta_{\text{эфф}}$, I_0 и I_{∞} .

Для интервала (1—2) в случае спектрографа имеем:

$$k_{12}(x) = A_1 \int_{-s}^s \exp\left[-\frac{(x-\lambda)^2}{q^2}\right] d\lambda.$$

Положим $\lambda/q = t$. Тогда

$$k_{12}\left(\frac{x}{q}\right) = A_1 q \int_{-s/q}^{s/q} \exp\left[-\left(\frac{x}{q} - t\right)^2\right] dt; \quad (2.38)$$

$$I_0 = k_{12}(0) = 2A_1 q \int_0^{s/q} e^{-t^2} dt = \sqrt{\pi} A_1 q \Phi\left(\frac{s}{q}\right), \quad (2.39)$$

где

$$\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-t^2} dt; \quad (2.40)$$

$$I_{\infty} = \sqrt{\pi} A_1 q \cdot 2s; \quad (2.41)$$

$$\delta_{\text{эфф}} = \frac{2}{\pi} \frac{2s}{\Phi\left(\frac{s}{q}\right)}. \quad (2.42)$$

Таким образом, зная ширину щели $2s$ и определив для изучаемого контура $\delta_{\text{эфф}}$, находим величину

$$\frac{2s}{\delta_{\text{эфф}}} = \frac{\pi}{2} \Phi\left(\frac{s}{q}\right) \quad (2.43)$$

¹ Функция $k_{23}(x)$ известна в литературе под названием «функции Фойгта». Подробному исследованию ее посвящены, например, работы [40, 41].

и отсюда, при помощи графика (рис. 2, а), легко находим s/q и, следовательно, и интересующий нас параметр q .

В случае монохроматора с шириной входной щели $2s$ и выходной щели $2b$ (для определенности положим $s \leq b$) определение параметра q производится аналогичным образом. Имеем

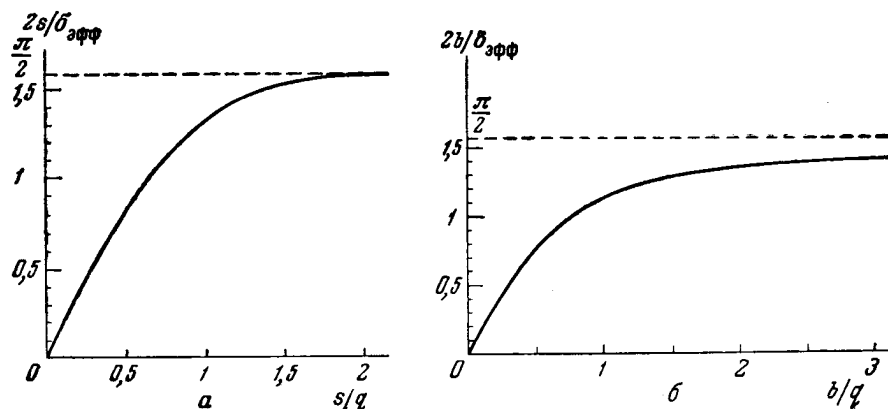


Рис. 2. Графики для определения параметров функций $k_{12}(x)$ по наблюдаемым параметрам линий

а — случай спектрографа; б — случай монохроматора при $s = b$

$$k_{12}\left(\frac{x}{q}\right) = \frac{A_1 q}{2s_1} \left[\int_{-(b_1+s_1)}^{-(b_1-s_1)} (t+s_1+b_1) \exp\left\{-\left(\frac{x}{q}-t\right)^2\right\} dt + \right. \\ \left. + 2s_1 \int_{-(b_1-s_1)}^{b_1-s_1} \exp\left\{-\left(\frac{x}{q}-t\right)^2\right\} dt + \int_{b_1-s_1}^{b_1+s_1} (b_1+s_1-t) \exp\left\{-\left(\frac{x}{q}-t\right)^2\right\} dt \right],$$

где $s_1 = s/q$; $b_1 = b/q$. Отсюда

$$I_0 = k_{12}(0) = \frac{A_1 q}{2s_1} G(b_1, s_1), \quad (2.44)$$

где

$$G(b_1, s_1) = (b_1 + s_1) \int_{-(b_1+s_1)}^{b_1+s_1} e^{-t^2} dt - (b_1 - s_1) \int_{-(b_1-s_1)}^{b_1-s_1} e^{-t^2} dt - \\ - 2 \int_{b_1-s_1}^{b_1+s_1} t e^{-t^2} dt; \quad (2.45)$$

$$I_\infty = \sqrt{\pi} A_1 q \cdot 2b; \quad (2.46)$$

$$\delta_{эфф} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{2b \cdot 2s_1}{G(b_1, s_1)}; \quad (2.47)$$

$$\frac{2b}{\delta_{эфф}} = \frac{\sqrt{\pi}}{4} \frac{G(b_1, s_1)}{s_1}. \quad (2.48)$$

Предполагая, что ширины входной и выходной щелей известны, можно легко построить функцию G , при помощи которой, определив величину $2b/\delta_{эфф}$, находим s_1 и, следовательно, параметр q . На рис. 2, б

5*

приведен график функции, стоящей в правой части выражения (2.48) для практически наиболее интересного случая монохроматора с одинаковой шириной входной и выходной щелей ($s = b$). При этом

$$G(b_1) = \sqrt{\pi} 2b_1 \Phi(2b_1) - 1 + e^{-4b_1^2},$$

$$\frac{2b}{\delta_{\text{эфф}}} = \frac{\pi}{2} \Phi(2b_1) - \frac{\sqrt{\pi}}{4} \frac{(1 - e^{-4b_1^2})}{b_1}. \quad (2.49)$$

Для интервала (2—3), полагая в формуле (2.36) $\lambda/q = t$, $x/q = X$, $p/q = Y$, находим

$$k_{23}(X) = A_2 p \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Y e^{-t^2} dt}{Y^2 + (X-t)^2} = A_2 \pi p V(X, Y), \quad (2.50)$$

где функция

$$V(X, Y) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Y e^{-t^2} dt}{Y^2 + (X-t)^2} \quad (2.51)$$

подробно протабулирована в [42]. Пользуясь этими таблицами, мы нашли величину X_1 , удовлетворяющую уравнению

$$V(X_1, Y) = \frac{1}{2} V(0, Y) \quad (2.52)$$

как функцию от Y , т. е. функцию $X_1(Y)$. Эта функция представлена на рис. 3. Полуширина контура $k_{23}(X)$ соответствует, очевидно, значению $x_1/q = X_1(Y)$, т. е.

$$\delta = 2x_1 = 2qX_1(Y). \quad (2.53)$$

Рис. 3. Графики для определения параметров функции $k_{23}(x)$ (функция Фойгта) по наблюдаемым параметрам линий

Далее, пользуясь (2.37), находим

$$I_{\infty} = \pi p A_2 \sqrt{\pi} q, \quad (2.54)$$

а из (2.50)

$$I_0 = k_{23}(0) = \pi p A_2 V(0, Y). \quad (2.55)$$

Таким образом,

$$\delta_{\text{эфф}} = \frac{2}{\pi} \frac{\sqrt{\pi} q}{V(0, Y)} \quad (2.56)$$

и, следовательно,

$$r = \frac{\delta}{\delta_{\text{эфф}}} = \sqrt{\pi} X_1(Y) V(0, Y). \quad (2.57)$$

Величина r также представлена графически на рис. 3. Таким образом, определив для экспериментальной кривой величину r , мы по графикам рис. 3 сразу определяем две величины: $Y = p/q$ и $X_1 = x_1/q$. Отсюда легко найти параметры кривой $q = x_1/X_1$ и $p = qY$.

В том случае, когда $r < 1$, аппроксимируя наблюдаемый контур функцией (2.32), имеем:

$$\delta = 2a_1, \quad r = 1 + B. \quad (2.58)$$

Как можно видеть, задача определения параметров аппроксимирующей кривой решается в данном случае очень просто.

Таким образом, при любом возможном значении «показателя формы» r ($0 < r \leq \pi/2$) описанным выше путем могут быть найдены параметры функций, аппроксимирующих наблюдаемые контуры. После того как для наблюдаемых контуров комбинационной и возбуждающей линий найдены аппроксимирующие их функции, истинный контур комбинационной линии определяется по формуле (2.14). Если при этом оба контура $k(x)$ и $k_B(x)$ лежат в интервале (1—2), то, согласно (2.35) и (2.13),

$$\sqrt{2\pi} \Phi_K(u) = \frac{K_{12}(u)}{[K_{12}(u)]_B} = \frac{A_{1q}}{A_{1B} q_B} e^{-\frac{u^2}{4} (q^2 - q_B^2)},$$

или, обозначив

$$q_K = \sqrt{q^2 - q_B^2} \quad (2.59)$$

$$\Phi_K(u) = \frac{A_{1q}}{A_{1B} q_B q_K \sqrt{\pi}} \left\{ \frac{q_K}{\sqrt{2}} e^{-\frac{u^2}{4} q_K^2} \right\}. \quad (2.60)$$

Сравнивая с (2.28) и (2.29), находим

$$\varphi_K(x) = \frac{A_{1q}}{\sqrt{\pi} A_{1B} q_B q_K} e^{-x^2/q_K^2}. \quad (2.61)$$

Отсюда непосредственно следует, что с учетом для спектрографа формулы (2.39),

$$(I_0)_{\text{ист}} = \frac{(I_0)_{\text{набл}}}{\sqrt{\pi} (I_0)_B q_K \Phi\left(\frac{s}{q}\right)} = \text{const} \frac{(I_0)_{\text{набл}}}{q_K \Phi\left(\frac{s}{q}\right)}; \quad (2.62a)$$

$$(\delta_{\text{вф}})_{\text{ист}} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} q_K; \quad \delta_{\text{ист}} = 2q_K \sqrt{\ln 2}. \quad (2.62b)$$

Для монохроматора имеем аналогичные формулы с той разницей, что в формуле для $(I_0)_{\text{ист}}$ вместо функции Φ должна стоять функция G , определяемая формулой (2.45) или, для случая $s = b$, формулой (2.49).

Если контуры $k(x)$ и $k_B(x)$ оба попадают в интервал (2—3), то согласно (2.37)

$$\Phi_K(u) = \frac{A_2 p q}{\sqrt{2\pi} (A_2)_B p_B q_B} e^{-\frac{u^2}{4} (q^2 - q_B^2)} e^{-u(p - p_B)}. \quad (2.63)$$

Обозначим

$$q_K = \sqrt{q^2 - q_B^2}; \quad p_K = p - p_B; \quad (2.64)$$

Тогда

$$\Phi_K(u) = \frac{A_2 p q}{\pi \sqrt{\pi} (A_2)_B p_B q_B q_K} \left\{ \frac{\pi}{\sqrt{2}} p_K q_K e^{-\frac{u^2}{4} q_K^2} e^{-u p_K} \right\}. \quad (2.65)$$

Сравнивая с (2.36), (2.37), находим, что истинный контур комбинационной линии имеет в данном случае снова вид функции Фойгта с параметрами q_K и p_K :

$$\varphi_K(x) = A_2' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-x^2/q_K^2}}{1 + \frac{(x-\lambda)^2}{p_K^2}} d\lambda, \quad (2.66)$$

где

$$A_2' = \frac{A_2 p q}{\pi \sqrt{\pi} (A_2)_B p_B q_B p_K q_K}. \quad (2.67)$$

Зная p_K и q_K , находим $Y_K = p_K/q_K$ и (по графикам рис. 3) $(X_1)_K$ и $r_K = r_{\text{ист}}$. Отсюда определяем истинную полуширину линии комбинационного рассеяния $\delta_{\text{ист}} = 2(x_1)_K = 2q_K(X_1)_K$ и $(\delta_{\text{эфф}})_{\text{ист}} = \frac{\delta_{\text{ист}}}{r_{\text{ист}}}$.

Для определения $(I_0)_{\text{ист}}$ воспользуемся формулой (2.55), которая в применении к этому случаю будет иметь вид

$$(I_0)_{\text{ист}} = \pi p_K A_2' V(0, Y_K). \quad (2.68)$$

Пользуясь тем, что $p A_2 = (I_0)_{\text{набл}}/\pi V(0, Y)$, $p_B (A_2)_B = (I_0)_B/\pi V(0, Y_B)$, найдем

$$\begin{aligned} (I_0)_{\text{ист}} &= \frac{q}{V \pi q_B q_K} \frac{(I_0)_{\text{набл}}}{(I_0)_B} \frac{V(0, Y_K) V(0, Y_B)}{V(0, Y)} = \\ &= \text{const} \left[\frac{q V(0, Y_K)}{q_K V(0, Y)} \right] (I_0)_{\text{набл}}. \end{aligned} \quad (2.69)$$

Функция $V(0, Y)$ приведена на рис. 3.

Перейдем к случаю, когда для наблюдаемого контура комбинационной линии $r < 1$. Контур возбуждающей линии удобно в этом случае аппроксимировать дисперсионной кривой. При этом, пользуясь (2.33) и (2.31), найдем

$$\Phi_K(u) = \frac{aA}{V 2\pi p (1+B)} [e^{-u(a-p)} + 4Bau e^{-u(2a-p)}]; \quad (2.70)$$

$$\varphi_K(x) = A' \left[\frac{1}{1 + \frac{x^2}{(a-p)^2}} + B' \frac{1 - \frac{x^2}{(2a-p)^2}}{\left[1 + \frac{x^2}{(2a-p)^2}\right]^2} \right]. \quad (2.71)$$

Здесь $A' = \frac{aA}{\pi p (a-p) (1+B)}$; $B' = \frac{4Ba(a-p)}{(2a-p)^2}$. Из (2.71) находим

$$(I_0)_{\text{ист}} = \varphi_K(0) = A' (1 + B') = \frac{(I_0)_{\text{набл}}}{\pi p (1+B) \left(1 - \frac{p}{a}\right)} \left[1 + \frac{B \left(1 - \frac{p}{a}\right)}{\left(1 - \frac{p}{2a}\right)^2}\right], \quad (2.72)$$

$$I_\infty = \frac{aA}{p (1+B)}, \quad (2.73)$$

$$\delta_{\text{эфф}} = \frac{2a \left(1 - \frac{p}{a}\right)}{1 + \left[\frac{B \left(1 - \frac{p}{a}\right)}{\left(1 - \frac{p}{2a}\right)^2} \right]}. \quad (2.74)$$

Для определения полуширины линии $\delta = 2x_1$ необходимо решить уравнение

$$\frac{1}{1 + \frac{\alpha^2}{(1-\beta)^2}} + \frac{B(1-\beta) \left[1 - \left(\frac{\alpha^2}{4}\right) \left(1 - \frac{1}{2}\beta\right)^2\right]}{\left(1 - \frac{1}{2}\beta\right)^2 \left[1 + \frac{\alpha^2}{4} \left(1 - \frac{1}{2}\beta\right)^2\right]^2} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{B(1-\beta)}{\left(1 - \frac{1}{2}\beta\right)^2}\right], \quad (2.75)$$

где для краткости введены обозначения $\alpha = x_1/a$; $\beta = p/a$. Это уравнение является по отношению к α^2 кубическим уравнением и решение его не представляет большого труда. Определив $\delta_{\text{ист}}$, легко находим также $J_{\text{ист}}$.

Проводя практически вычисление истинных параметров линий комбинационного рассеяния по приведенным выше формулам, необходимо иметь в виду следующее. При переходе от возбуждающей линии с длиной волны λ_b к комбинационной линии с длиной волны λ_k аппаратная функция практически не изменяется, в то время как ширина возбуждающей линии на спектре, зависящая от дисперсии прибора, может несколько измениться соответственно изменению дисперсии прибора. В связи с этим непосредственное использование полученных формул возможно лишь для спектральных приборов с постоянной дисперсией, например, диффракционной решетки. Если дисперсия прибора заметно меняется при переходе от λ_b к λ_k , то в ширине контура возбуждающей линии $\kappa_b(x)$ необходимо выделить часть, зависящую от дисперсии, и учесть ее изменение. Практически это ведет, например в случае призматических приборов, к небольшой поправке, пропорциональной ширине возбуждающей линии, и относительному изменению дисперсии. Заметим, что для введения указанной поправки достаточно иметь ориентировочные сведения об истинной ширине возбуждающей линии, так как в основном ширина наблюдаемого контура возбуждающей линии создается за счет факторов, не зависящих от дисперсии спектрального аппарата (вопрос об относительном влиянии различных факторов будет рассмотрен несколько позже). По указанным причинам целесообразно проводить все вычисления вначале в соответствующих данному опыту условных единицах и лишь на заключительной стадии работы, учитывая дисперсию, выражать ширины в спектральных единицах (\AA или см^{-1}).

Рассмотренные нами случаи определения контуров линий комбинационного рассеяния наиболее благоприятны в том смысле, что истинные контуры выражаются аналитически в достаточно простом виде, а истинные параметры этих контуров выражаются непосредственно через параметры наблюдаемых контуров комбинационных линий и возбуждающей линии. Таким образом, все сводится фактически к некоторым простым операциям над параметрами линий.

Более сложен для рассмотрения случай, когда $\kappa(x)$ и $\kappa_b(x)$ попадают в разные интервалы «шкалы формы линий», введенной нами выше. При этом вычисления по общим формулам (2.14) или (2.19) становятся более громоздкими, а получаемые результаты теряют свою наглядность. Значительное упрощение может быть достигнуто в указанном случае, если предварительно исключить из контуров $\kappa(x)$ и $\kappa_b(x)$ ту часть аппаратной функции, которая наиболее «портит» их. Если после этого контуры $\kappa'(x)$ и $\kappa'_b(x)$ попадают в один и тот же интервал шкалы формы линий, то дальнейшее определение истинных контуров комбинационных линий осуществляется при помощи описанных выше простых операций¹. Вопрос об исключении аппаратной функции и нахождении истинных контуров спектральных линий имеет более общее значение. Ниже будут рассмотрены два наиболее типичных случая: исключение «щелевой» аппаратной функции и исключение аппаратной функции фотослоя.

Вопросу о влиянии на результаты измерений конечной ширины щели спектрального аппарата посвящена обширная литература. Важность этого вопроса определяется тем, что от ширины щели спектрального прибора

¹ В некоторых случаях, если это допускают условия эксперимента, желаемое упрощение задачи (сведение контуров $\kappa(x)$ и $\kappa_b(x)$ в один и тот же интервал) может быть достигнуто просто изменением ширины щели.

в значительной степени зависит, с одной стороны, используемый световой поток, а с другой — реально достигаемая разрешающая способность. В то же время ширина щели представляет собой параметр спектральной установки, находящийся в распоряжении экспериментатора. Поэтому важно знать, как этот параметр влияет на измеряемые величины (в данных условиях опыта), чтобы можно было выбрать для него оптимальное значение.

Не входя в подробное обсуждение проблемы, отметим, что при рассмотрении влияния ширины щели серьезные трудности создает необходимость учета способа освещения щели: вид аппаратной функции спектрального прибора зависит от степени когерентности света, падающего на щель. В случае изучения спектров комбинационного рассеяния указанная трудность обходится следующим образом. Так как исследуемые линии всегда довольно широки, то при исследованиях (без уменьшения реальной разрешающей способности) могут применяться щели с шириной, значительно превосходящей «нормальную» ширину щели s_0 , определяемую условием

$$s_0 = \frac{\lambda f}{d}. \quad (2.76)$$

Здесь λ — длина волны, d и f — диаметр и фокусное расстояние объектива коллиматора спектрографа. Если при этом щель спектрографа освещена при помощи конденсорной линзы с некоторым «перезаполнением» коллиматорного объектива, то, как показано в нашей работе [3], можно считать освещение некогерентным. Функция аппарата при этом упрощается и может быть записана в виде

$$a(x, s) = \int_{x-s}^{x+s} \phi(t) dt. \quad (2.77)$$

Здесь $2s$ — ширина щели, $\phi(t)$ — распределение интенсивности в фокальной плоскости спектрографа для монохроматического света при бесконечно узкой щели. Назовем $\phi(t)$ «функцией искажения» спектрографа [3]. В идеальном случае спектрографа без аберраций $\phi(t)$ имеет вид

$$\phi(t) = \frac{\sin^2\left(\frac{\pi t}{s_0}\right)}{\left(\frac{\pi t}{s_0}\right)^2}. \quad (2.78)$$

При наличии аберраций $\phi(t)$ соответственно усложняется, однако для хороших спектральных приборов роль остаточных аберраций невелика. Мы будем в дальнейшем предполагать, что $\phi(t)$ — четная функция, т. е. $\phi(-t) = \phi(t)$. Записывая аппаратную функцию спектрографа как «свертку» целевой функции и функции искажения, будем иметь, с учетом (2.3) и (2.23),

$$A_c(u) = \frac{2 \sin su}{u} \Psi(u), \quad (2.79)$$

где

$$\Psi(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \phi(t) e^{itu} dt. \quad (2.80)$$

Для монохроматора аналогично, с учетом (2.25),

$$A_m(u) = \frac{2 \sin su}{su} \frac{\sin bu}{u} \Psi(u). \quad (2.81)$$

«Функция искажения» $\psi(t)$, определяемая формулой (2.78), близка по характеру спада с увеличением t к функции Гаусса. Если учесть, что эта функция несколько сглажена из-за наличия аберраций, то для ее аппроксимации можно брать функцию Гаусса, что соответствует проведенному ранее рассмотрению, в котором при «показателе формы» r в интервале (1—2) наблюдаемые контуры аппроксимировались как свертки функции Гаусса и щелевой функции. Исключение этой части аппаратной функции не представляет затруднений и, если характеризующий ее параметр известен, легко проводится при помощи методов, описанных выше.

Для исключения щелевой функции воспользуемся общим соотношением (2.5), где нужно в качестве $A(u)$ взять в случае спектрографа функцию

$$A'_c(u) = \frac{2 \sin su}{u}, \quad (2.82a)$$

а в случае монохроматора

$$A'_m(u) = \frac{2 \sin su \sin bu}{su \cdot u}. \quad (2.82b)$$

Таким образом, контур с исключенной щелью будет в случае спектрографа

$$\varphi_c(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{K(u)}{A'_c(u)} \cos \lambda u du, \quad (2.83a)$$

и в случае монохроматора

$$\varphi_m(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{K(u)}{A'_m(u)} \cos \lambda u du. \quad (2.83b)$$

(Для упрощения записи мы приняли контур $k(x)$ симметричным).

Рассмотрим вначале предельный случай, когда ширины щелей малы по сравнению с шириной наблюдаемого контура изучаемой линии ($s \ll \delta$, $b \ll \delta$). Полагая $K(u) \approx 0$ при $u > \varepsilon$ (причем $s\varepsilon \ll 1$, $b\varepsilon \ll 1$), мы можем в интервале $u < \varepsilon$, разлагая $\sin su$ и $\sin bu$ в ряды, приближенно представить $A'_c(u)$ и $A'_m(u)$ в виде

$$A'_c(u) = 2s \left[1 - \frac{s^2}{6} u^2 \right], \quad (2.84a)$$

$$A'_m(u) = 2bs \left[1 - \frac{s^2 + b^2}{6} u^2 \right]. \quad (2.84b)$$

Как видим, в рассматриваемом приближении щелевая функция монохроматора отличается от щелевой функции спектрографа лишь суммой $s^2 + b^2$ вместо s^2 и общим множителем перед скобкой ($2bs$ вместо $2s$). Поскольку это различие в последующих вычислениях не существенно, то будем проводить их для спектрографа; формулы для монохроматора получаются путем замены s^2 на $s^2 + b^2$ и соответственного изменения общего множителя.

Таким образом, получаем

$$\varphi_c(\lambda) = \frac{1}{2\pi s} \int_0^{\infty} \frac{K(u)}{1 - \frac{s^2}{6} u^2} \cos u \lambda du \approx \frac{1}{2\pi s} \int_0^{\infty} K(u) \left[1 + \frac{s^2}{6} u^2 \right] \cos u \lambda du. \quad (2.85)$$

Принимая во внимание, что

$$k(\lambda) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} K(u) \cos u\lambda \, du, \quad (2.86)$$

$$k''(\lambda) = -\sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} u^2 K(u) \cos u\lambda \, du, \quad (2.87)$$

получаем

$$\varphi_e(\lambda) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} 2s} \left[k(\lambda) - \frac{s^2}{6} k''(\lambda) \right]. \quad (2.88)$$

Второй практически важный случай исключения аппаратной функции представляет исключение влияния фотослоя. Аппаратная функция $a(x, s)$ в формуле (2.77) дает распределение интенсивности в фокальной плоскости камеры спектрографа¹. Реальное распределение на фотопластинке получится при учете конечной разрешающей способности фотослоя. Влияние фотослоя на окончательное распределение почернений на фотопластинке можно охарактеризовать при помощи «аппаратной функции фотослоя».

Для аппаратной функции фотослоя, согласно данным [43], может быть принято следующее выражение:

$$\omega(x) = e^{-\gamma x} \quad (x \geq 0), \quad (2.89)$$

где параметр γ характеризует разрешающую способность фотослоя. При этом

$$\Omega(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^{\infty} e^{-\gamma x} \cos ux \, dx = \frac{\sqrt{2}\gamma}{\sqrt{\pi}(\gamma^2 + u^2)}. \quad (2.90)$$

Таким образом, истинный контур — в данном случае контур спектральной линии, в котором исключено влияние фотослоя, — согласно общей формуле (2.19) будет иметь вид²

$$\varphi(\lambda) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\gamma} \int_0^{\infty} K(u) (\gamma^2 + u^2) \cos u\lambda \, du. \quad (2.91)$$

Отсюда, принимая во внимание (2.86) и (2.87),

$$\varphi(\lambda) = \frac{\gamma}{2} \left[k(\lambda) - \frac{1}{\gamma^2} k''(\lambda) \right]. \quad (2.92)$$

Формула (2.92) представляет собой общую формулу для исключения аппаратной функции фотослоя. Сравним ее с формулой (2.88), дающей истинный контур спектральной линии после исключения ширины щели спектрографа (в предположении, что ширина щели мала по сравнению с наблюдаемой шириной линии). Мы обнаруживаем, что эти формулы очень близки: формула (2.92) получается из формулы (2.88) заменой

$$s \rightarrow s_{\Phi} = \frac{\sqrt{6}}{\gamma} \quad (2.93)$$

¹ Предполагаем для простоты, что фокусные расстояния коллиматора и камеры спектрографа одинаковы; это не ограничивает общности последующих выводов.

² Для простоты предполагаем, что исследуемый контур симметричен.

(с точностью до несущественного постоянного множителя перед скобкой). Обозначив через 2α полуширину аппаратной функции фотослоя, будем иметь

$$\gamma = \frac{\ln 2}{\alpha} \quad (2.94)$$

и, следовательно,

$$s_{\Phi} = \frac{\sqrt{6}}{\ln 2} \alpha = 3,5\alpha. \quad (2.95)$$

Итак, действие фотослоя эквивалентно действию щели с шириной, равной $2s_{\Phi}$. При этом, поскольку используется лишь формальная аналогия формул (2.88) и (2.92), получаемые выражения справедливы, очевидно, при любом соотношении ширины исследуемых линий и величины s_{Φ} , характеризующей фотослой. Нужно только иметь в виду приближенный характер аппроксимации аппаратной функции фотослоя выражением (2.89); возможная неточность этого выражения может оказаться существенной скорее всего при s_{Φ} , сравнимых с шириной изучаемых контуров. При этом возрастет также роль случайных ошибок измерений, вопрос о которых будет более подробно рассмотрен в следующем параграфе.

В предыдущем рассмотрении всегда предполагалось, что исследование контуров спектральных линий производится приборами, обладающими большой дисперсией и разрешающей способностью. Этот метод исследования наиболее прямой и сразу дает возможность судить о контурах изучаемых линий со всеми их особенностями. Однако данный метод практически мало пригоден для изучения линий очень слабой интенсивности, так как требует изучения контура на довольно большом расстоянии от его максимума, а получить достаточную точность измерений в удаленных от максимума точках, когда исследуемая линия слаба и к тому же находится на сплошном фоне, довольно трудно. В связи с этим нами был предложен косвенный метод измерения ширины спектральных линий, основанный на изучении зависимости интенсивности в максимуме линий от ширины щели спектрографа [3, 44]. В этом методе съемка спектров производится на спектрографах со сравнительно небольшими экспозициями и поэтому метод может быть широко применен для изучения ширины линий комбинационного рассеяния и других слабых спектральных линий.

Данный косвенный метод был опробован на ряде линий комбинационного рассеяния и показал удовлетворительные результаты [45], особенно после того, как он был усовершенствован Стериним, использовавшим для съемки спектров ступенчатую щель [46]. Однако в своем первоначальном варианте этот метод имеет два существенных недостатка: 1) предъявляет высокие требования к качеству спектрального аппарата, так как все расчеты в цитированных работах были выполнены в предположении, что спектрограф, с которым производится работа, не имеет аберраций; 2) позволяет сделать оценку лишь ширины линий, о форме же линий дает весьма ограниченные сведения. Ниже будет показано, что оба эти недостатка метода не являются принципиальными и могут быть устранены.

Как указывалось выше, функция аппарата $a(x, s)$ зависит от ширины щели $2s$, вообще говоря, довольно сложным образом. Однако в случае, когда щель спектрографа освещена при помощи конденсорной линзы с некоторым «перезаполнением» коллиматорного объектива и при не очень узких щелях (по сравнению с нормальной шириной щели s_0), можно считать, что практически щель освещена некогерентным светом [3]. Функция аппарата в этом случае упрощается и может быть записана в виде (2.77).

При этом для наблюдаемого контура спектральной линии получаем выражение

$$k(x, s) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) d\lambda \int_{x-\lambda-s}^{x-\lambda+s} \psi(t) dt, \quad (2.96)$$

где $\varphi(\lambda)$ — истинный контур изучаемой спектральной линии, $\psi(t)$ — «функция искажения» спектрографа, причем будем считать, что эта функция учитывает и влияние фотослоя.

Полагая в уравнении (2.96) $x = 0$, получаем для определения $\varphi(\lambda)$ интегральное уравнение

$$k(0, s) = h(s) = \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) d\lambda \int_{-s-\lambda}^{s-\lambda} \psi(t) dt. \quad (2.97)$$

Функция $h(s)$ должна быть найдена экспериментально, путем измерения зависимости интенсивности в максимуме линии от ширины щели. Задание этой функции эквивалентно заданию контура линии, так как последний очень просто и вполне однозначно связан с функцией $h(s)$. Действительно, производя преобразование Фурье уравнения (2.96), имеем

$$K(u, s) = 2\sqrt{2\pi} \Phi(u) \Psi(u) \frac{\sin su}{u}. \quad (2.98)$$

Отсюда

$$\frac{dK(u, s)}{ds} = 2\sqrt{2\pi} \Phi(u) \Psi(u) \cos su. \quad (2.99)$$

Интегрируя это уравнение, имеем

$$\frac{d}{ds} \int_0^{\infty} K(u, s) du = 2\sqrt{2\pi} \int_0^{\infty} \Phi(u) \Psi(u) \cos su du. \quad (2.100)$$

Отсюда, в силу соотношений:

$$\begin{aligned} \int_0^{\infty} K(u, s) du &= \left[\int_0^{\infty} K(u, s) \cos xu du \right]_{x=0} = \\ &= \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{2}} k(0, s) = \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{2}} h(s); \end{aligned} \quad (2.101)$$

$$\int_0^{\infty} \Phi(u) \Psi(u) \cos su du = \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(\lambda) \psi(s-\lambda) d\lambda = \frac{1}{2} k(s, 0) \quad (2.102)$$

получаем

$$h'(s) = 2k(s, 0). \quad (2.103)$$

Таким образом, функция, представляющая собой распределение интенсивности в контуре линии при бесконечно малой ширине щели, равна половине производной от функции, выражающей зависимость интенсивности в максимуме линии от ширины щели.

При помощи уравнения (2.103) определение параметров исследуемой спектральной линии сводится к простым операциям с функцией $h(s)$. Заметим прежде всего, что из формулы (2.97) следует $h(0) = 0$. Поэтому при малых $s = s_1$, при учете (2.103), имеем

$$h(s_1) = 2s_1 k(0, 0) = 2s_1 I_0. \quad (2.104)$$

С другой стороны, из (2,97)

$$h_{\infty} = h'(\infty) = I_{\infty}, \quad (2.105)$$

где I_{∞} есть интегральная интенсивность линии с исключенной щелью. Следовательно,

$$\frac{\delta_{\text{эфф}}}{2s_1} = \frac{2}{\pi} \frac{h_{\infty}}{h(s_1)}. \quad (2.106)$$

Таким образом, для определения эффективной ширины линии необходимо экстраполировать функцию $h(s)$ к бесконечно большой ширине щели и найти отношение ординаты h_{∞} к ординате в некоторой точке s_1 на участке, где соблюдается пропорциональность между интенсивностью в максимуме линии и шириной щели (рис. 4). Это отношение дает значение $\delta_{\text{эфф}}$ в единицах, в которых $2s_1 = 1$ (напомним, что соответствующая ширина щели есть $2s_1$).

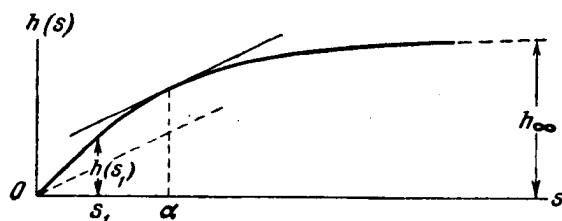


Рис. 4. Определение параметров линий по зависимости интенсивности в максимуме от ширины щели

Удобно строить кривую $h(s)$ в таком масштабе по оси ординат, чтобы в начальном участке кривая шла под углом 45° . Тогда

$$\frac{\delta_{\text{эфф}}}{2s_1} = \frac{2h_{\infty}}{\pi s_1}.$$

При помощи графика функции $h(s)$ легко найти также полуширину линии 2α . В точке α , по определению,

$$k(\alpha) = \frac{1}{2} k(0).$$

Принимая во внимание это условие и уравнение (2.103), находим

$$h'(\alpha) = \frac{1}{2} h'(0). \quad (2.107)$$

Это означает, что тангенс угла касательной в точке α с осью абсцисс в два раза меньше соответствующего тангенса в начале координат. Если использовать масштаб, в котором $h'(0) = 1$, то точка α определяется из условия

$$h'(\alpha) = \frac{1}{2}.$$

Таким образом, для определения α нужно провести прямую, идущую под углом, тангенс которого равен $1/2$ (пунктирная прямая на рис. 4), и построить касательную к кривой $h(s)$, параллельную этой прямой. Абсцисса точки касания даст величину α в тех же единицах, в которых выражена s .

После того, как найдены полуширина и эффективная ширина линии,

легко найти «показатель формы». Так как I_0 и I_∞ уже известны, то мы получаем, следовательно, полный набор параметров, характеризующих исследуемую спектральную линию. Заметим, что при этом получаем характеристики контура исследуемой линии с уже исключенной щелью. Для получения описанным косвенным методом истинных значений параметров комбинационной линии нужно найти функцию $h(s)$ для этой линии и для возбуждающей линии. Определив параметры $\delta_{\text{эф}}$, δ , r для наблюдаемых контуров обеих линий, можно найти истинные параметры комбинационной линии описанными ранее методами.

Описанный косвенный метод может применяться не только при использовании спектрографа, но и при работе с монохроматором, причем в последнем случае ширина одной из щелей остается неизменной, а ширина второй меняется. Зависимость интенсивности в максимуме линии на спектрограмме от ширины переменной щели дает функцию $h(s)$.

В заключение суммируем особенности развитого в настоящем разделе метода определения истинных параметров линий комбинационного рассеяния по наблюдаемым параметрам. Как в прямом, так и в косвенном методе определение параметров линий основано на анализе наблюдаемых контуров, причем не делается никаких предположений о виде аппаратной функции, истинном контуре линий и т. п. Наблюдаемые контуры аппроксимируются аналитически при помощи функций с двумя параметрами¹, вид которых определяется численным значением «показателя формы» r . Этот показатель формы, а также и другие величины, характеризующие исследуемую линию, определяются путем несложных измерений величин, непосредственно характеризующих наблюдаемый контур. Истинные параметры линий комбинационного рассеяния получаются при помощи простых операций, производимых над параметрами наблюдаемых контуров комбинационной линии и возбуждающей линии. Эти истинные параметры, дающие некоторую суммарную характеристику линий, могут служить для сравнения различных линий по их интенсивности, ширине и форме.

Описанные в настоящем параграфе методы определения истинных параметров линий комбинационного рассеяния распространяются без труда на случай любых спектральных линий. При этом роль «контура возбуждающей линии» может играть любая спектральная линия с известным контуром, которая может быть использована для нахождения «функции аппарата».

§ 3. Методы измерения интенсивностей, ширины и формы линий комбинационного рассеяния

Экспериментальное исследование спектров комбинационного рассеяния сопряжено с некоторыми трудностями, которые при изучении эмиссионных спектров возникают лишь в отдельных, сравнительно редких случаях. Эти специфические трудности связаны прежде всего с тем, что линии комбинационного рассеяния очень слабы и находятся, как правило, на сплошном фоне, интенсивность которого значительна по сравнению с интенсивностью самих линий. Вторая особенность линий комбинационного рассеяния состоит в том, что они имеют значительную собственную ширину, даже для наиболее узких линий в несколько раз превосходящую «нормальную» ширину щели обычно применяемых спектрографов. Поскольку ширина комбинационных линий варьирует в широких пределах (в 10—20 раз), то затруднительно подобрать условия, при которых для всех линий, при измере-

¹ Применение кривых с большим числом параметров вряд ли целесообразно для комбинационных линий из-за трудности измерений и связанных с этим экспериментальных ошибок.

ниях в пике линий, получалась бы одна и та же величина, имеющая одно-значный физический смысл, т. е. интенсивность в максимуме I_0 или интегральная интенсивность I_∞ . Вследствие этого съемка спектров производится часто в «промежуточных» условиях, когда измеряемые непосредственно пиковые значения интенсивностей имеют лишь условный смысл.

Переход от подобных условных интенсивностей к величинам I_0 или I_∞ возможен, однако требует знания ширины линий (см. § 2), измерение же этого параметра еще более трудно, чем измерение интенсивностей, и началось лишь в последние годы. На измеряемую интенсивность линий комбинационного рассеяния влияют, кроме спектрального аппарата, и другие факторы: ширина и форма возбуждающей линии, степень деполяризации изучаемой линии, температура исследуемого образца; эти факторы также нужно учитывать для получения сопоставимых результатов. Следует упомянуть, наконец, что весь спектр комбинационного рассеяния располагается в довольно узком спектральном интервале $\sim 300 \text{ \AA}$ (наиболее интересная часть спектра от 0 до 1600 см^{-1}), поэтому некоторые линии взаимно перекрываются.

Указанные трудности делают невозможным простое перенесение методов изучения эмиссионных спектров на спектры комбинационного рассеяния, хотя общие принципы измерения параметров спектральных линий в обоих случаях, конечно, одни и те же. Заметим, что недостаточно полный учет различных искажающих факторов приводит к значительному расхождению данных измерений параметров комбинационных линий, получаемых различными авторами.

В настоящей работе для интенсивностей линий используются в основном данные Оптической лаборатории ФИАН, опубликованные в монографии [1], и обработанные литературные данные, также помещенные в [1]. Данные непосредственных измерений интенсивностей, содержащиеся в [1], получены при помощи стандартных методик, разработанных при нашем участии в Оптической лаборатории ФИАН, причем для измерения интенсивностей в максимуме линий I_0 применялся фотографический метод, а для измерения интегральных интенсивностей I_∞ — фотоэлектрический метод¹. Оценка ширины линий проводилась в [1] путем сопоставления величин I_∞ и I_0 , с последующей нормировкой получаемых величин $\delta_{\text{эфф}} = \frac{I_\infty}{I_0}$ по ряду линий различной ширины, специально изученных на спектрографе с большой дисперсией [34]. В связи с тем, что указанные методики измерений и применявшаяся аппаратура подробно описаны в [1], мы их здесь рассматривать не будем.

В последнее время, благодаря значительному прогрессу в изготовлении дифракционных решеток, удалось сконструировать спектральные приборы, сочетающие значительную дисперсию и разрешающую способность с большим используемым световым потоком. Стандартным прибором такого типа является спектрограф ДФС-4. В настоящей работе использован при некоторых измерениях параметров линий комбинационного рассеяния построенный нами монохроматор, схема которого представлена на рис. 5. В этом приборе в качестве коллиматорных объективов были использованы астрономические объективы ГОИ с фокусным расстоянием 1600 мм и относительным отверстием 1 : 12. Оси коллиматоров располагались под углом 30° , что обеспечивало работу во втором порядке в области нормальной дисперсии решетки.

¹ Отметим, что упомянутые методы измерения параметров линий комбинационного рассеяния и полученные данные нашли широкое практическое применение при анализе легких нефтепродуктов. Этими методами к настоящему времени исследовано несколько десятков бензинов различных месторождений [5].

Плоская дифракционная решетка, изготовленная в ГОИ¹, имела 600 штрихов на 1 мм при площади нарезанной поверхности 150×140 мм. Решетка имела во втором порядке максимум коэффициента отражения при ~ 4500 Å, составлявший около 55%. Интенсивность духов Роуанда составляла менее 0,1%.

Линейная дисперсия монохроматора составляла во втором порядке $\sim 5,5$ Å на 1 мм. Выходная щель монохроматора могла заменяться кассетой, причем можно было фотографировать участок спектра длиной около 300 Å при хорошем качестве спектра. Ширина аппаратной функции при фотографической регистрации спектра составляла около $0,7$ см⁻¹.

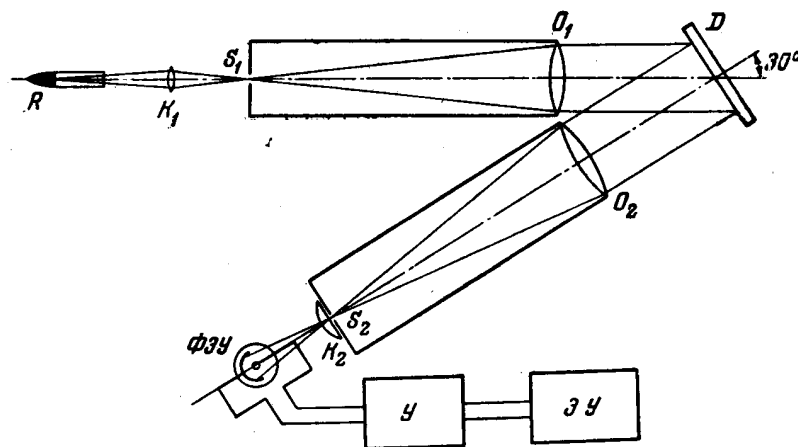


Рис. 5. Схема монохроматора с дифракционной решеткой

R — сосуд с рассеивающим веществом; $K_1 K_2$ — конденсоры; $S_1 S_2$ — входная и выходная щели; $O_1 O_2$ — объективы коллиматоров; D — дифракционная решетка; $\Phi Э У$ — фотоумножитель; $У$ — усилитель; $З У$ — записывающее устройство.

Решетка устанавливалась на столике, вращавшемся (при фотоэлектрической регистрации спектра) от моторчика Уоррена через редуктор, обеспечивавший набор скоростей сканирования 1,5; 5,0; 17; 50 и 180 см⁻¹ мин.

За выходной щелью монохроматора устанавливалась линза, отображавшая объектив выходного коллиматора на светочувствительную поверхность фотоумножителя. Высота щели, которую можно было использовать, составляла около 30 мм. Ножи выходной щели были искривлены в соответствии с кривизной спектральной линии 4358 Å в фокальной плоскости выходного коллиматора.

В работе использовался фотоумножитель ФЭУ-17 с сурьмяно-цезиевым фотокатодом. Фотоумножитель имел при напряжении 1000 в интегральную чувствительность 8 а/лм и темновой ток $\sim 10^{-9}$ а. Фотоумножитель располагался в кожухе с полыми стенками, через которые можно было для охлаждения фотоумножителя пропускать холодный воздух, поступающий из дьюара с жидким воздухом.

Усиленный фототок записывался на самописце. Для усиления использовались две различные схемы. Большая часть работы была выполнена с обычными ртутными лампами типа ПРК-2; использовался круговой осветитель с шестью такими лампами. Поскольку питание этих ламп осуществлялось от сети переменного тока, то фототок фотоумножителя был модулирован с частотой, равной удвоенной частоте сети, т. е. 100 гц.

¹ Пользуюсь случаем принести благодарность Ф. М. Герасимову за предоставленные очень хорошего экземпляра решетки.

Этот фототок создавал на входе усилителя переменное напряжение той же частоты, которое усиливалось резонансным услителем, настроенным на частоту 100 гц, и затем подавалось на синхронный детектор. После синхронного детектора стоял катодный повторитель, облегчавший подключение к схеме самописца ЭШП-09. Применявшаяся схема являлась улучшенным и упрощенным вариантом описанной нами ранее [47] схемы ¹.

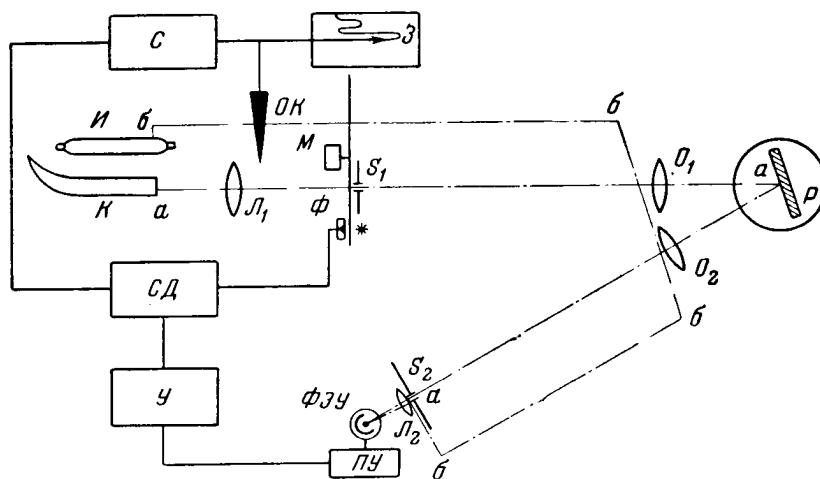


Рис. 6. Схема прибора (двухлучевой вариант)

a — a — основной пучок; b — b пучок сравнения; P — дифракционная решетка; O_1, O_2 — объективы коллиматоров; S_1, S_2 — входная и выходная щели; ФЭУ — фотумножитель; H — ртутная лампа, источник возбуждения спектра; K — ювета с рассеивающим веществом; OK — оптический кайн; M — прерыватель; $ПУ$ — прерывательный усилитель; V — селективный усилитель; $СД$ — синхронный детектор; Φ — фотосопротивление, служащее для получения сигналов, синхронизирующих работу детектора; C — силовая часть схемы, управляющая реверсивным мотором; Z — записывающее устройство, аналогичное самописцу прибора АИНС ФИАН-4; L_1 — конденсор; L_2 — линза, фокусирующая световой пучок на фотокатод ФЭУ

Некоторые измерения были выполнены с ртутными лампами низкого давления, разработанными Сосинским [48]. Так как эти лампы питаются постоянным током, то для модуляции светового потока использовался механический прерыватель. При этом оказалось возможным осуществить двухлучевую схему записи, в которой регистрируемый сигнал пропорционален отношению интенсивности рассеянного света к интенсивности возбуждающей линии [115]. В данной схеме, очевидно, исключается влияние нестабильности режима горения ртутных ламп, чувствительности фотумножителя и усилительной схемы. Общая схема двухлучевого варианта установки представлена на рис. 6.

При налаживании схем было обращено большое внимание на обеспечение их линейности в рабочем интервале напряжений. Линейность установки особенно существенна при исследовании спектров комбинационного рассеяния света из-за наличия сплошного фона, на котором находятся линии; сплошной фон может вычитаться (или компенсироваться), очевидно, только в том случае, когда сигналы для линии, находящейся на фоне, и самого фона лежат в области линейности установки. Для контроля ли-

¹ В работе по усовершенствованию данной схемы значительная инициатива принадлежала Г. Г. Петрашу, которому я пользуюсь случаем принести искреннюю благодарность.

нейности снималась зависимость величины регистрируемого сигнала, возбуждаемого сплошным спектром, от ширины щели монохроматора.

Исследование спектральной чувствительности монохроматора (совместно с фотоумножителем) производилось при помощи эталонной ленточной лампы с известным распределением интенсивности по спектру. Так

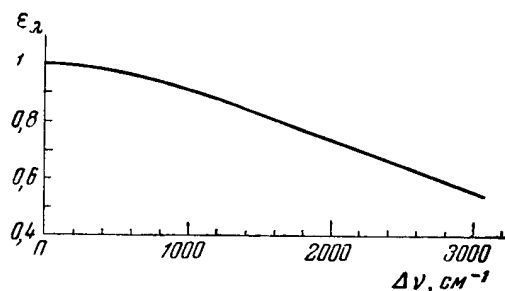


Рис. 7. Спектральная характеристика фотометра

как градуировка производилась с постоянной шириной выходной щели, то при построении кривой спектральной чувствительности учитывалась кривая дисперсии аппарата в интересующей нас спектральной области. Полученная этим путем спектральная характеристика фотометра представлена на рис. 7.

Описанный прибор обладал при фотоэлектрической регистрации спектров дисперсией и разрешающей способностью, достаточными для непосредственной записи контура линий комбинационного рассеяния.

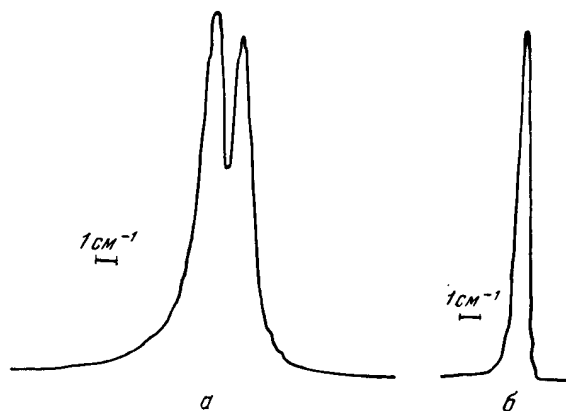


Рис. 8. Спектрограммы возбуждающей линии при горении лампы в двух режимах

а — нормальный режим (линия самообращена);
б — пониженный режим

редственной записи контура линий комбинационного рассеяния. Для характеристики реально даваемой прибором разрешающей способности при очень узких щелях мы приводим спектрограммы ртутной линии 4358 Å в лампе ПРК-2 в двух режимах (рис. 8). Как можно видеть, ширина аппаратной функции составляет в этом случае не более 0,5 см⁻¹, что вполне достаточно для исследования даже узких линий комбинационного рассеяния.

Практически при исследовании спектров комбинационного рассеяния приходилось работать с более широкими щелями, так как иначе интенсив-

ность линий оказывалась недостаточной для удовлетворительной регистрации. При исследовании узких и интенсивных линий, типа линии 992 см^{-1} бензола или 802 см^{-1} циклогексана, мы применяли щели шириной 1 см^{-1} на спектре, для более слабых и широких линий — 3 см^{-1} на спектре (входная и выходная щели имели одинаковую ширину). Световой поток, получаемый в последнем случае, был достаточен для удовлетворительной записи линий с интенсивностью 10—20 единиц в обычно применяемой нами шкале (интенсивность в максимуме линии циклогексана 802 см^{-1} в этой шкале равна 250). Для характеристики получаемых разрешений и чувствительности на рис. 9, а приведена спектрограмма толуола. Для сопоставления на рис. 9, б приведена спектрограмма того же вещества, полученная на призмном приборе, описанном нами ранее [47].

Выбор скорости записи и постоянной времени схемы производился в соответствии с наблюдаемой шириной исследуемой линии. При исследовании линий с шириной $15\text{—}20\text{ см}^{-1}$ и выше применялась скорость сканирования $17\text{ см}^{-1}/\text{мин}$ при постоянной времени 2 сек . Для более узких линий применялась скорость сканирования $5\text{ см}^{-1}/\text{мин}$ при той же постоянной времени. Для наиболее узких линий, а также при исследовании возбуждающей линии применялась самая медленная скорость сканирования — $1,5\text{ см}^{-1}/\text{мин}$.

При помощи описанной установки проводилось исследование ряда линий комбинационного рассеяния, главным образом в тех случаях, когда оценка ширины линий на основе сопоставления I_{∞} и I_0 , приведенная в [1], казалась нам недостаточной.

При обработке спектрограмм весьма важно учитывать то, что мы можем проследить контур изучаемой линии практически лишь в ограниченном интервале, тогда как в аналитическом виде контуры линий задаются в бесконечно большом интервале. Это обстоятельство особенно существенно при исследовании линий комбинационного рассеяния, обладающих большой шириной и находящихся обычно на значительном сплошном фоне. Линии комбинационного рассеяния в благоприятных случаях удается проследить на спектрограммах на интервале в $5\text{—}6$ «полуширин» δ , а в ряде случаев приходится довольствоваться интервалом в $3\text{—}4\delta$. При этом линия фона, от которой делаются отсчеты интенсивности, проводится между крайними доступными наблюдению точками, т. е. мы «отсекаем» удаленные участки контура и подменяем «полный» контур некоторым «усеченным» контуром (рис. 10). Такая замена приводит к ошибкам в определении величин I_{∞} , I_0 , δ и r , тем более значительным, чем более «расплывчатая» изучаемая спектральная линия и чем меньше ширина интервала, на котором ее удается проследить.

Как видно из рис. 10, замена «полного» контура линии «усеченным» контуром менее всего сказывается на величине δ . Эта ошибка, если пользоваться интервалами не менее 4δ , не превышает нескольких процентов. Поэтому можно использовать величину δ_y , измеренную на «усеченном» контуре, для оценки ширины интервала. Величины поправок, которые нужно ввести для перехода от величин $(I_0)_y$, $(I_{\infty})_y$, δ_y и r_y , определенных для усеченного контура, к значениям этих величин $(I_0)_n$, $(I_{\infty})_n$, δ_n , r_n для «полного» контура, зависят от формы линии. Мы вычислили эти поправки для различных значений «показателя формы» линии r и различной ширины интервалов, на которых задан «усеченный» контур. Соответствующие результаты представлены в виде графиков на рис. 11. Пользуясь этими графиками, можно легко для заданной ширины интервала (в единицах δ_y) по величинам $(I_0)_y$, $(I_{\infty})_y$, δ_y и r_y найти их значения для «полного» контура. Это поправки сильно возрастают при малой ширине интервала, на котором задана линия, поэтому желательно

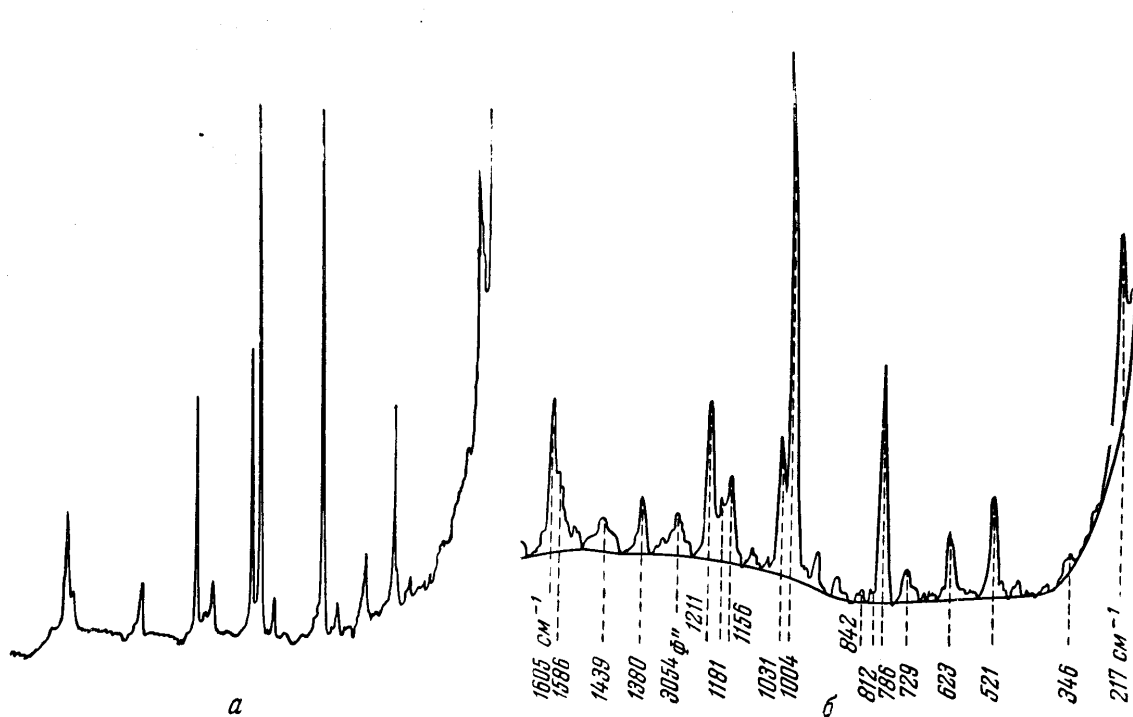


Рис. 9. Спектрограмма толуола

а — полученная на установке с дифракционной решеткой; б — на призмном спектрографе ИСП-51

использовать возможно более широкий интервал, во всяком случае не менее 4δ .

Последующая обработка результатов и нахождение истинных параметров линий комбинационного рассеяния производились при помощи приемов, описанных в § 2. Величины параметров, полученные указанным путем и приводимые ниже, снабжены примечанием «прямые измерения».

Перейдем к вопросу о случайных ошибках при измерении интенсивностей и ширины линий комбинационного рассеяния. При фотографической регистрации спектров случайные ошибки обусловлены в основном неоднородностью фотоэмульсии. При этом в области нормальных почернений средняя ошибка измерения интенсивности приблизительно пропорциональна измеряемой интенсивности (см. [3, 49])

$$\sqrt{\overline{\Delta I^2}} = \alpha I, \quad (3.1)$$

где коэффициент α зависит от сорта пластинок, условий проявления и т. п.

При фотоэлектрических измерениях случайные ошибки определяются в основном электрическими флуктуациями тока термоэмиссии (темновой ток i_0) и фототока i . Средний квадрат электрических флуктуаций анодного тока фотоумножителя может быть представлен выражением (см. [50, 47])

$$\overline{\Delta i^2} = a \Delta f M (i + i_0). \quad (3.2)$$

Здесь Δf — ширина полосы усиливаемых частот, M — коэффициент усиления фотоумножителя, a — постоянная; если выражать f в герцах, i и i_0 — в амперах, то $a = 8 \cdot 10^{-19}$.

При исследовании спектров комбинационного рассеяния измеряемая величина интенсивности (в пике линии) представляет собой разность интенсивности линии, находящейся на фоне, и самого фона. Обозначая $I_{\text{л}}$, $I_{\text{ф}}$, $i_{\text{л}}$, $i_{\text{ф}}$ интенсивности и фототоки соответственно линии и фона, будем иметь

$$I_{\text{л}} = I - I_{\text{ф}}; \quad (3.3)$$

$$i_{\text{л}} = i - i_{\text{ф}}. \quad (3.4)$$

Средние квадраты ошибок измерения интенсивностей будут соответственно равны

$$\overline{\Delta I_{\text{л}}^2} = \overline{\Delta I^2} + \overline{\Delta I_{\text{ф}}^2} = \alpha^2 [(I_{\text{л}} + I_{\text{ф}})^2 + I_{\text{ф}}^2]; \quad (3.5)$$

$$\overline{\Delta i_{\text{л}}^2} = \overline{\Delta i^2} + \overline{\Delta i_{\text{ф}}^2} = a \Delta f M (i_{\text{л}} + 2i_{\text{ф}} + 2i_0). \quad (3.6)$$

Для относительных ошибок измерения интенсивностей в пике линий будем иметь

$$\frac{\sqrt{\overline{\Delta I_{\text{л}}^2}}}{I_{\text{л}}} = \alpha \sqrt{\left(1 + \frac{I_{\text{ф}}}{I_{\text{л}}}\right)^2 + \left(\frac{I_{\text{ф}}}{I_{\text{л}}}\right)^2}; \quad (3.7)$$

$$\frac{\sqrt{\overline{\Delta i_{\text{л}}^2}}}{i_{\text{л}}} = \sqrt{\frac{a \Delta f M}{i_{\text{л}}} \left(1 + \frac{2i_{\text{ф}} + 2i_0}{i_{\text{л}}}\right)}. \quad (3.8)$$

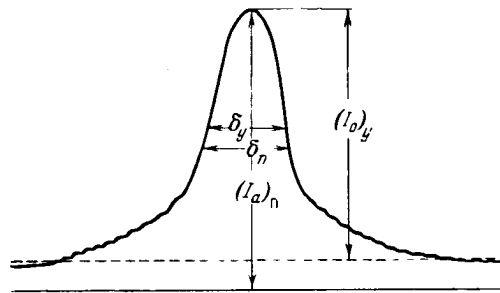


Рис. 10. Полный и усеченный контуры линии комбинационного рассеяния

Формулы (3.7), (3.8) показывают, что при $I_{\text{л}} \gg I_{\text{ф}}$; $i_{\text{л}} \gg i_{\text{ф}} + i_0$ относительная ошибка измерений интенсивностей в фотографическом методе с ростом измеряемой интенсивности стремится к постоянному пределу, а в фотоэлектрическом методе убывает как корень квадратный из измеря-

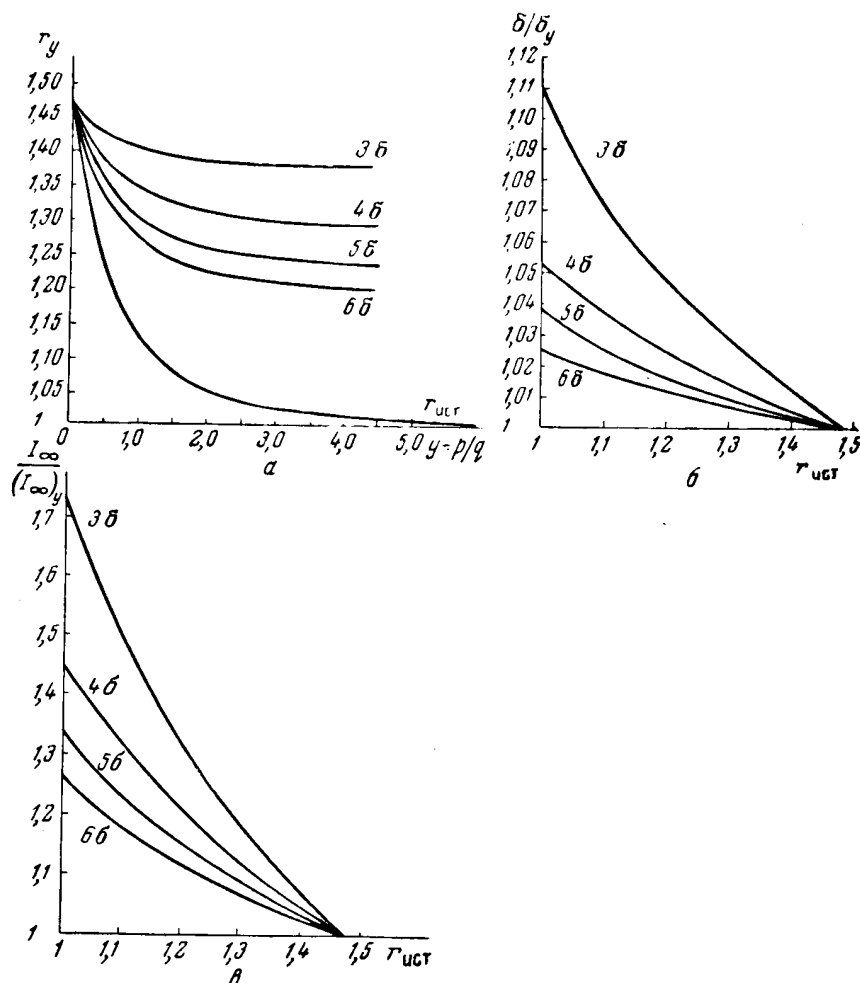


Рис. 11. Графики для внесения поправок в коэффициент формы r (a); в ширину линии δ (б); в интегральную интенсивность I_{∞} (в)

емой интенсивности. Таким образом, с усилением светового потока, вступающего в данную спектральную установку (при неизменных прочих условиях) точность фотоэлектрического метода возрастает, тогда как в фотографическом методе это приводит лишь к сокращению экспозиции, но не улучшает точность и чувствительность (см. [47]¹). Выигрыш в точности и чувствительности, достигаемый в фотоэлектрическом методе при повышении светового потока, особенно велик, если фототок для измеряемой линии $i_{\text{л}}$ сравним с темновым током i_0 . Но отсюда следует также,

¹ Для фотографического метода выигрыш в точности можно получить, переходя к более длиннофокусной камере; при этом увеличится площадь изображения линии и при фотометрировании соответственно уменьшатся флуктуации фона.

что при очень малых световых потоках фотографический метод регистрации будет обеспечивать большую точность измерений, чем фотоэлектрический метод.

Мы рассматривали выше наблюдаемые значения интенсивности в пике линий. При исключении искажающего влияния аппаратной функции и возбуждающей линии (см. § 2) относительная ошибка измерений интенсивностей в пике линий (и тесно связанной с ними ширины линий) всегда увеличивается. Действительно, выражение для ошибок измерения этих величин содержит в знаменателе множитель $(\delta - \delta_v)$, что обуславливает их быстрый рост при приближении δ к δ_v .

Рассмотрим вопрос о том, как будут зависеть ошибки измерений от ширины щелей спектрального аппарата. При фотографической регистрации спектров зависимость ошибки от ширины щели определяется множителем $1/(\delta - \delta_v)$. При увеличении ширины щели разность $\delta - \delta_v$ уменьшается, поэтому если мы не хотим увеличить ошибку измерения, то ширина щели при съемке спектров должна быть значительно меньше δ и δ_v .

При фотоэлектрической регистрации спектров с увеличением ширины щелей монохроматора множитель $1/(\delta - \delta_v)$ увеличивается, но вследствие роста светового потока величина $\Delta i/i$ уменьшается. Поэтому должно существовать оптимальное значение ширины щели. Опуская выкладки, приведем приближенное выражение для этого оптимального значения ширины щели:

$$s = \frac{\sqrt{\delta' \delta'_v + \varepsilon}}{\sqrt{2}}, \quad (3.9)$$

где

$$\varepsilon = 2i_0/(i_n + 2i_\phi), \delta' = \delta \left(1 - \frac{ks^2}{\delta^2}\right); \quad \delta'_v = \delta_v \left(1 - \frac{ks^2}{\delta_v^2}\right).$$

Как было показано в § 2, для полной характеристики линий комбинационного рассеяния необходимо измерять три величины: I_0 , I_∞ и δ , из совокупности которых путем вычислений могут быть найдены истинные значения полуширины δ эффективной ширины $\delta_{эфф}$, интенсивности в максимуме I_0 и показателя формы линий r . Ошибки определения I_0 и I_∞ нельзя считать совершенно независимыми; такие факторы, как неточность проведения линии фона и шумы фона, действуют в обоих случаях одинаково. Поэтому ошибка определения $\delta_{эфф}$ немного меньше суммы ошибок I_0 и I_∞ и приблизительно равна ошибке определения δ . При этом ошибки для δ и $\delta_{эфф}$ также не независимы, вследствие этого для показателя формы $r = \delta/\delta_{эфф}$ ошибка не равна сумме ошибок для δ и $\delta_{эфф}$, а значительно меньше этой величины. В табл. 2 приведены ошибки измерения различных параметров для нескольких типичных линий, найденные по данным измерений со спектрографом с дифракционной решеткой, описанным выше. Для характеристики ошибок всюду приводятся средние квадратические ошибки отдельного измерения. В настоящей работе обычно проводилось не менее 10 измерений для каждой линии, поэтому ошибки результата (для наблюдаемых параметров) примерно в 3 раза меньше.

Условия измерения подбирались таким образом, чтобы наблюдаемая ширина возбуждающей линии составляла не более 20—30 % от наблюдаемой ширины комбинационных линий. Поэтому ошибка определения истинных величин ширины и I_0 , в соответствии с данными табл. 2, составляет ~ 10 %.

При сопоставлении интенсивностей линий комбинационного рассеяния необходимо учитывать, кроме рассмотренных выше аппаратных

Т а б л и ц а 2

Ошибки измерения различных параметров

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	Число снимков	Параметр	Ошибка, %
Циклогексан	802	250	37	I_0	6
				I_∞	10
				δ	15
				$\delta_{эфф}$	15
				r	6
2,2-Диметилпентан	746	80	33	I_0	11
				I_∞	12
				δ	13
				$\delta_{эфф}$	13
				r	8
Метилциклопентан	890	50	48	I_0	8,5
				I_∞	10
				δ	15
				$\delta_{эфф}$	15
				r	5

факторов, также возможное влияние на результаты измерений различной степени деполяризации сравниваемых линий, различие температуры образцов при измерениях, а также различие молекулярного веса и плотности сравниваемых веществ (см., например [1,51]). Влияние первых двух факторов мы исключали, соответственно применяя при возбуждении спектров всестороннее облучение сосудов с исследуемыми веществами и производя съемку всегда при одной и той же температуре (см. [1]). Переход от непосредственно измеряемых значений интенсивностей, по условиям измерений относящихся к единице объема рассеивающего вещества, к интенсивностям, отнесенным к $1 \text{ г} \cdot \text{моль}$, может быть произведен по формуле

$$I' = \frac{IM}{d}. \quad (3.10)$$

Здесь d — плотность, M — молекулярный вес исследуемого вещества, I — интенсивность на единицу рассеивающего объема, I' — интенсивность на $1 \text{ г} \cdot \text{моль}$. В последующем I' означает интенсивности, пересчитанные согласно этой формуле, т. е. отнесенные к $1 \text{ г} \cdot \text{моль}$ рассеивающего вещества.

В некоторых случаях, например при исследовании непредельных и ароматических углеводородов, при сравнении интенсивностей комбинационных линий должно учитываться также положение частоты возбуждающего света относительно частоты электронных переходов. Этот вопрос будет рассмотрен в гл. VI.

§ 4. Измерения степени деполяризации линий

Измерения степени деполяризации линий комбинационного рассеяния были предметом многочисленных исследований, начиная с момента открытия комбинационного рассеяния света и до настоящего времени. Для получения правильного значения степени деполяризации необходим тщательный учет различных искажающих факторов и соблюдение ряда условий. Прежде всего, свет, возбуждающий комбинационное рассеяние, должен падать перпендикулярно к направлению наблюдения (оси сосуда)

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 89

в одной определенной плоскости, а рассеянный свет должен выходить из сосуда узким пучком, ось которого совпадает с оптической осью системы. Строго осуществить эти требования практически невозможно, но расчет и измерения показывают, что при малых отклонениях от них ошибки еще очень малы. Так, по данным Кабанна и Руссе [52], при апертуре возбуждающего пучка 0,1 поправочный член для степени деполяризации составляет не более 0,003. Второй поправочный член, связанный с величиной апертуры пучка рассеянного света, при глубине рассеивающего сосуда 6 см составляет не более 0,002. Таким образом, обе поправки малы по сравнению с ошибками измерения.

Другим важным условием является учет в той или иной форме истинной и кажущейся собственной поляризации аппаратуры [53]. Особо важную роль при применении спектрографа с несколькими призмами играет неодинаковое ослабление компонент рассеянного света вследствие отражений на призмах спектрографа. Наконец, для получения правильного результата необходима оценка интенсивностей компонент рассеянного света по методам точной фотографической фотометрии (при применении фотографических методов регистрации спектров) или фотоэлектрическими методами.

Выполнение жестких требований, предъявляемых к ограничению апертуры падающего на исследуемое вещество светового пучка, приводит к значительному падению интенсивности рассеянного света, что вызывает рост экспозиций в 10—20 (и более) раз по сравнению с обычно применяемыми экспозициями. Естественны поэтому попытки создания более светосильных методик измерения степени деполяризации. В этих попытках в настоящее время наметились два направления:

1. Применение поляризованного света, падающего на исследуемое вещество, позволяет использовать широкие световые пучки в плоскости, перпендикулярной к оси сосуда. В этом методе обычно сосуд с исследуемым веществом помещают последовательно цилиндрические поляроиды, пропускающие световые колебания, параллельные или перпендикулярные к оси сосуда, и делают соответственно два снимка [54, 55]. Данный метод особенно целесообразен при фотоэлектрической регистрации спектров, где преимущества, доставляемые одновременной регистрацией обеих компонент рассеянного света, все равно отпадают.

2. Применение цилиндрических линз, фокусирующих свет ртутных ламп на сосуд с рассеивающим веществом (параллельный лампам и цилиндрическим линзам), снижает требования к ограничению апертуры в направлении, перпендикулярном к оси сосуда. Получаемые в этом методе значения степени деполяризации $\rho_{\text{набл}}$ обычно отличаются все же от истинных значений $\rho_{\text{ист}}$, причем различие тем более существенно, чем меньше $\rho_{\text{ист}}$. Поэтому в описываемом методе для перехода от $\rho_{\text{набл}}$ к $\rho_{\text{ист}}$ используются переходные графики, получаемые экспериментальным путем, при помощи ряда линий, для которых $\delta_{\text{ист}}$ известны [55], или путем расчета [56].

В настоящей работе при проведении измерений степени деполяризации нас интересовало в первую очередь получение точных численных значений этого параметра для очень сильно поляризованных линий комбинационного рассеяния, соответствующих полносимметричным колебаниям некоторых характеристических структурных элементов. Поэтому мы не могли применять те методы измерений, в которых $\rho_{\text{ист}}$ и $\rho_{\text{набл}}$ в области малых значений $\rho_{\text{ист}}$ могут сильно расходиться, так как при этом сильно возросла бы ошибка измерений. Необходимость сильного ограничения апертуры и связанная с этим потеря интенсивности делали невозможным использование фотоэлектрического метода регистрации.

Поэтому мы остановились на фотографическом варианте метода измерений с одновременной съемкой обеих компонент рассеянного света.

В работе был использован двухпризменный спектрограф «Нует» типа В-II, дававший очень хорошее качество изображения спектра. Спектрограф при относительном отверстии камеры 1 : 4,7 имел линейную дисперсию 17 Å на 1 мм в области линии 4358 Å. Благодаря большой дисперсии, с этим прибором можно было исследовать спектры в области валентных колебаний СН, где линии располагаются очень близко одна от другой.

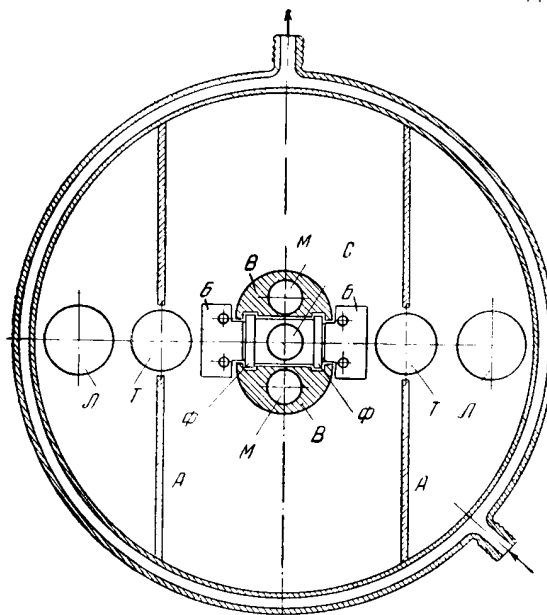


Рис. 12. Осветитель, применявшийся при измерении степени деполаризации

Сосуд с исследуемым веществом помещался в двухламповый цилиндрический осветитель, поперечный разрез которого представлен на рис. 12. Свет от ртутных ламп *ЛЛ* при помощи стеклянных трубок *ТТ*, наполненных проточной водой, направлялся на сосуд с рассеивающим веществом *С*. Зачерненные латунные пластинки *АА* ограничивали апертуру в плоскости чертежа. Тонкие латунные пластинки *ББ* ограничивали апертуру в направлении, перпендикулярном к оси сосуда. Эти пластинки и шайбочки между ними, задававшие расстояние между пластинками, соединялись при помощи стальных спиц с массивным вкладышем *ВВ*, в толще которого были высверлены каналы *ММ* для охлаждения его проточной водой. В этом вкладыше были сделаны также пазы для светофильтров *ФФ*.

Как показали специальные исследования [57], при применении цилиндрических линз требования к ограничению апертуры значительно снижаются. В наших исследованиях апертура в направлении, перпендикулярном к оси сосуда, составляла около 0,15 (расстояние между пластинками 2 мм при высоте пластинок 13 мм). При этом при сравнительно умеренных экспозициях $\rho_{\text{набл}}$ практически совпадало с $\rho_{\text{ист}}$ даже для наиболее сильно поляризованных линий (см. ниже).

Рассеянный свет при помощи конденсорной линзы направлялся на щель спектрографа. Непосредственно перед щелью находилась поляризационная система, состоявшая из двух (склеенных) поляризационных

призм, пропускавших световые пучки, поляризованные в двух взаимно перпендикулярных плоскостях (π - и σ -компонента рассеянного света). Оказалось, что одна из призмочек пропускает свет хуже, чем другая, по-видимому, из-за некоторого поглощения света в материале призм. Это обстоятельство использовалось (так же как и эффект неодинакового ослабления взаимно перпендикулярно поляризованных компонент проходящего через спектрограф света, обусловленный отражением на призмах) следующим образом: π -компонента, всегда более интенсивная, ослаблялась как за счет большего отражения на призмах, так и за счет пропускания ее через более поглощающую поляризационную призмочку и таким путем уравнивалась в интенсивности с более слабой σ -компонентой рассеянного света. Вследствие такого уравнивания, для сильно поляризованных линий π - и σ -компоненты имели близкие почернения¹, что значительно облегчало фотометрирование и повышало точность измерений. Коэффициент ослабления π -компоненты по сравнению с σ -компонентой был определен специальными опытами (см. ниже) и составлял 2,70.

Для нанесения марок почернений использовался стандартный раствор флуоресцирующего вещества (см. [1]). При этом вместо поляризационной системы перед щелью устанавливался ступенчатый ослабитель. Экспозиция при нанесении марок почернений была в 10—20 раз меньше, чем при съемке спектров. Законность такого изменения времени экспозиции для применявшихся нами фотопластинок проверялась специальными опытами. Следует заметить, что при измерении степени деполаризации, в условиях, когда обе сравниваемые компоненты лежат в одной и той же области почернений, разница времени экспозиции для снимков спектров и марок имеет меньшее значение, чем при обычных измерениях интенсивностей линий. Поэтому мы считаем, что при систематическом контроле (по спектру CCl_4) за счет указанного обстоятельства не вносились ошибки в получаемые результаты.

Съемка производилась на пластинках «изохром-Агфа» 18/10° DIN и на специальных пластинках для исследования спектров комбинационного рассеяния фирмы «Агфа». Экспозиция составляла от 2—4 до 20—40 часов. Фотометрирование производилось на микрофотометре МФ-2, который был нами превращен в саморегистрирующий прибор, с записью спектра на самописце.

Проверка установки была выполнена при помощи спектра CCl_4 . Пользуясь деполаризованными линиями этого вещества 217 и 313 см^{-1} , мы нашли коэффициент ослабления π -компоненты по сравнению с σ -компонентой в нашей установке, равной 2,70. На этот коэффициент делилось найденное из измерений отношение интенсивностей компонент σ и π , причем никакие другие поправки в получаемые значения ρ не вводились. Полученные данные усреднялись по нескольким (на менее трех) снимкам. В ряде случаев производилось также повторное фотометрирование снимков.

В табл. 3 сопоставлены полученные данные для нескольких сильно поляризованных линий с наиболее надежными литературными данными. Как можно видеть, наши данные хорошо согласуются с данными других авторов. Обращает внимание, что данные [60] для сильно поляризованных линий, как правило, несколько завышены, что связано, по-видимому, с недостатками методики измерений, применявшейся в указанных работах.

¹ Необходимо, конечно, учитывать, что обе компоненты линии комбинационного рассеяния находятся на непрерывном фоне, который обычно слабо поляризован. Поэтому для уравнивания почернений линий нет надобности уменьшать интенсивность π -компоненты в точном соответствии с поляризацией самих линий.

При исследовании спектров комбинационного рассеяния в области валентных колебаний СН мы использовали в некоторых случаях также спектральный прибор с дифракционной решеткой, описанный в § 3 (с фотоэлектрической регистрацией спектров). При этом для возбуждения спектров комбинационного рассеяния применялись ртутные лампы по-

Т а б л и ц а 3

Сопоставление измеренных значений степени деполаризации с литературными данными

Вещество	$\Delta\nu$	ρ			
		Рейтц [53, 59]	Кабанн и Руссе [52]	Ранк [60, 58]	Наши данные
CCl ₄	217	0,84	0,83	0,93	0,86 *
	313	0,87	0,79	0,88	0,86 *
	459	0,04	0,05	0,07	0,04
Циклогексан	802	—	0,06	0,13	0,05
	1029	—	0,70	0,79	0,77
Циклопентен	900	0,10	—	—	0,07
	965	0,18	—	—	0,13
	1108	0,37	—	—	0,32
	1614	0,08	—	—	0,07
Метилциклогексан	770	—	—	0,17	0,09

* По этим линиям проводилась нормировка.

стоянного тока, а модуляция светового пучка осуществлялась путем вращения поляроидного диска, установленного перед щелью. В этих условиях переменная составляющая фототока и, следовательно, наблюдаемый сигнал пропорциональны разности интенсивностей π - и σ -компоненты рассеянного света. Поэтому оказалось возможным получить новый тип спектров комбинационного рассеяния — спектры, в которых с полной интенсивностью представлены поляризованные линии, а деполаризованные линии устранены (точнее, их интенсивность очень снижена). Напомним, что при фотографической регистрации спектров или при обычных методах модуляции светового пучка надлежащая установка (неподвижного) поляроида перед щелью позволяет легко получить спектрограммы (соответствующие σ -компоненте рассеянного света), на которых полную интенсивность имеют деполаризованные линии. Возможность устранить из спектра часть линий, пользуясь их различной поляризацией, представляет большие выгоды в тех случаях, когда нужно провести измерения интенсивностей близко расположенных (частично перекрывающихся) линий, обладающих разной степенью деполаризации. Подобный случай имеет место для линий в области валентных колебаний СН, для которых описанный метод исследования в основном нами и применялся.

Г Л А В А II

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ЧАСТОТ КОЛЕБАНИЙ МОЛЕКУЛ

§ 5. Методы расчета колебательных частот при условии решения вековых уравнений на электронной счетной машине

Существующие в настоящее время методы расчета частот ω колебаний молекул в предположении гармоничности колебаний приводят к рассмотрению векового уравнения

$$|D - \omega^2 E| = 0, \quad (5.1)$$

где

$$D = A \cdot B \quad (5.2)$$

— матрица коэффициентов полного взаимодействия колебательных координат для изучаемой молекулы, A — матрица коэффициентов кинематического взаимодействия, B — матрица коэффициентов динамического взаимодействия, E — единичная матрица. Методика расчета коэффициентов матриц D , A , B разработана Ельяшевичем и Степановым [6, 7, 151—153] и подробно описана в монографии [8]¹. Однако, несмотря на простоту математической задачи, пользуясь обычными методами счета удается решать колебательную задачу либо для молекул простейшего строения, либо неоправданно упрощая исходные уравнения, сводя уравнения высокого порядка к нескольким уравнениям более низкого порядка. Это связано с тем, что решение уравнения (5.1) для сколько-нибудь сложных молекул оказывается чрезвычайно трудоемким делом, практически невыполнимым при использовании ручных методов счета. Развитие быстродействующих электронных счетных машин не только полностью разрешает проблему вычисления корней вековых уравнений, но позволяет осуществить качественно новый подход к задаче о колебаниях сложных молекул — электронная машина может сама составлять вековые уравнения, соответствующие тем или иным молекулам, что крайне затруднительно продвигать ручными методами.

В настоящей работе решение вековых уравнений проводилось на электронной счетной машине БЭСМ АН СССР. Ввиду специфики работы на электронной вычислительной машине применение ее для решения данной задачи прежде всего потребовало тщательного рассмотрения существующих методов решения уравнения (5.1) с целью выбора тех из них, которые наилучшим образом реализуются на машине [156]. Наиболее удобными методами решения векового уравнения оказались метод Данилевского (см., например, [157]) и предложенный Ельяшевичем «метод последовательной диагонализации» [158] (см. также монографию [8]). В методе Данилевского вековое уравнение (5.1) сводится вначале к полиному, а затем проводится отыскание корней этого полинома. Метод Данилевского обеспечивает сравнительно большую точность вычислений и дает возможность автоматически разделять колебания по типам симметрии, что в ряде случаев при решении рассматриваемой задачи представляет большую ценность. Недостатком метода Данилевского является то, что в нем затруднительно отыскание близких корней. Метод последовательной диагонализации не имеет указанного недостатка, в нем без каких-либо затруднений получаются все корни векового уравнения. Однако метод последовательной диагонализации при реализации его на машине оказался более громоздким и менее быстрым, чем метод Данилевского.

Программы², реализующие метод Данилевского и метод последовательной диагонализации, являются стандартными, т. е. допускают решение по ним уравнений любого порядка до 27-го включительно (предельный порядок определяется объемом «памяти» машины). Время, необходимое для решения, например, уравнения 11-го порядка по методу Данилевского равняется 25—27 сек.; при этом выводное устройство машины

¹ Эквивалентная методика разработана также Вильсоном и его сотрудниками [154, 155], однако в опубликованных ими работах не приводятся расчетные схемы, очень важные для практических применений методики.

² Вся работа по программированию и решению уравнений на электронной счетной машине была выполнена Р. И. Подловченко. Я пользуюсь случаем принести ей здесь глубокую благодарность за сотрудничество в работе и ценную помощь.

выдает отпечатанными значения коэффициентов характеристического полинома и всех его корней.

При составлении вековых уравнений для различных молекул была использована методика, разработанная Ельяшевичем и Степановым [6—8, 151—153]. Коэффициенты кинематического взаимодействия вычислялись по таблицам Ельяшевича, приведенным в [8]. Для коэффициентов динамического взаимодействия была принята система значений, установленная для парафинов в цитированных выше работах, а именно:

$$\begin{aligned} K_Q &= 7,02; K_q = 8,08; K_\alpha = 0,71; K_\beta = 0,92; K_\gamma = 1,1; \\ h &= 0,05; H = 0; l_{\alpha\alpha} = l_{\alpha\beta} = l_{\beta\beta} = -0,035; A_\beta = 0,43; a_\alpha = a_\beta = 0,35; \\ A_\gamma &= 0,43; m = 0,12; n = -0,02. \end{aligned}$$

(Обозначения см. в [8], т. I.)

Остальные коэффициенты обычно считаются равными нулю. В ходе работы была сделана попытка проверить это предположение в отношении некоторых коэффициентов, а также найти значение нескольких коэффициентов, специфичных для рассматриваемых молекул, в том числе для некоторых поворотных изомеров.

В процессе работы выяснилась также необходимость несколько видоизменить методику составления вековых уравнений, рекомендуемую, например, в [8]. Эти изменения обусловлены спецификой решения вековых уравнений на электронной счетной машине [159, 160].

При составлении вековых уравнений получались отдельно матрица коэффициентов кинематического взаимодействия A и матрица динамических коэффициентов B . Мы считали нецелесообразным использование полных коэффициентов взаимодействия, как это рекомендуется в [8]. Действительно, выгода, достигаемая при использовании полных коэффициентов взаимодействия, состоящая в устранении операции перемножения матриц A и B , при применении электронных счетных машин совершенно несущественна. Использование же симметричных матриц A и B вместо несимметричной матрицы полных коэффициентов взаимодействия D представляет большие преимущества, позволяя упростить весь ход расчета.

Мы широко использовали возможность блочного построения матриц A и B , обусловленную тем, что изучаемые молекулы углеводородов (в первую очередь парафины) состоят из характерных групп атомов, число типов которых невелико. Каждая блок-матрица характеризует взаимодействие колебательных координат внутри указанных групп, или двух соседних групп, или двух групп, между которыми расположена третья группа; остальные блок-матрицы кинематических и динамических коэффициентов равны нулю. При переходе от одной молекулы к другой в ряду близких между собой соединений, а также, например, от одного поворотного изомера к другому, блок-матрицы остаются неизменными или меняются незначительно. Поэтому одни и те же блок-матрицы входят во многие уравнения. Целесообразность учета подобной «периодичности» вековых уравнений была указана в работах [8, 153]. Это свойство вековых уравнений может быть использовано особенно эффективно при применении симметричных матриц.

Нами были составлены блок-матрицы коэффициентов кинематического взаимодействия и динамических коэффициентов для важнейших характерных групп, входящих в состав парафинов и нафтенных. Данные блок-матрицы были упрощены путем учета приближенной симметрии групп CH_2 и CH_3 . Упрощение проводилось при помощи элементарных операций со строками и столбцами, эквивалентных некоторым ортогональным преоб-

разованиям (см [8], т. I). Эти операции сводятся к сложению и вычитанию строк и столбцов, умноженных на некоторые коэффициенты, причем всегда использовались нормированные коэффициенты. При указанных преобразованиях автоматически исключались «лишние» координаты. После проведения преобразований особенно простой вид приобретают диагональные блок-матрицы. Остальные блок-матрицы также упрощаются, однако не столь существенно, ибо выбор преобразований определяется симметрией диагональных блок-матриц. Отметим, что в ходе преобразования матриц и при последующих операциях никаких пренебрежений коэффициентами не производилось.

Использование предварительно упрощенных блок-матриц значительно облегчает составление вековых уравнений и последующий учет точной симметрии молекулы. В то же время блочное построение матриц представляет собой первый шаг на пути автоматизации составления вековых уравнений. Необходимость указанной автоматизации вытекает из того, что время, потребное для решения вековых уравнений при использовании электронных счетных машин, исчисляется секундами и минутами, тогда как на составление уравнений уходят дни и недели. В качестве одного из первых опытов автоматизации составления вековых уравнений была разработана программа, по которой, пользуясь готовыми блок-матрицами, машина сама составляла уравнения для нормальных парафинов с четным числом атомов углерода [156]. По этой программе были вычислены частоты колебаний *n*. гексана (см. § 6). Несомненно, что дальнейшая работа в этом направлении открывает широкие возможности для исследования колебаний молекул.

В некоторых случаях, как упоминалось выше, мы проводили определение неизвестных коэффициентов динамического взаимодействия. Для этого вековое уравнение решалось последовательно несколько раз, с вариацией нужного силового коэффициента; результаты решений сравнивались с опытными значениями частот и выбиралось оптимальное значение искомого коэффициента. Необходимо отметить, что подобная работа была осуществима исключительно благодаря быстрому счету на электронных машинах.

Результаты проведенных расчетов частот колебаний для нескольких молекул приведены в § 6. Среднее отклонение вычисленных частот от экспериментальных составляет около 10 см^{-1} , что позволяет считать исходную систему динамических коэффициентов, установленную в работах Ельяшевича и Степанова (см. выше), в основном правильной. Систематическое отклонение имеет место лишь в области валентных частот СН. Оно обусловлено, по-видимому, недостаточно строгим методом учета ангармоничности колебаний, который осуществлялся путем введения спектроскопических масс (см. [8], гл. 16). Несколько более значительные отклонения наблюдаемых и вычисленных частот (не имеющие систематического характера) имеют место в области деформационных колебаний цепочки ($200\text{—}400\text{ см}^{-1}$); они объясняются большой чувствительностью этих частот к неточности динамических коэффициентов.

Следует заметить, что динамические коэффициенты, которыми мы пользовались, возможно, содержат некоторые неточности, так как определялись при применении приближенных методов решения вековых уравнений. Мы не считали, однако, целесообразным в настоящей работе проводить уточнение всей системы динамических коэффициентов. При проведении подобной работы нужно было бы также более строго учитывать ангармоничность колебаний, данных же для введения соответствующих коэффициентов ангармоничности сейчас еще не имеется.

6. Результаты вычислений частот колебаний для некоторых молекул

По описанной в § 5 методике нами были рассчитаны частоты колебаний молекул нескольких парафинов и нафтенов. Эта работа проводилась в следующих направлениях.

1. Изучение поворотной изомерии нормальных и разветвленных парафинов. Мы считали важным проведение однообразным методом детальных расчетов частот колебаний поворотных изомеров простейших парафинов, для которых возможна поворотная изомерия. Сюда вошли как парафины нормального строения (н. бутан), так и разветвленные (2,3-диметилбутан)¹. При этом наряду с обычно рассматриваемыми транс-конфигурациями были проведены расчеты также для цис-конфигураций.

2. Изучение поведения частот некоторых характерных колебаний при удлинении цепочки углеродных атомов. Мы ограничились здесь рассмотрением плоских транс-изомеров нормальных углеводородов. Были рассчитаны спектры н. бутана, н. пентана и н. гексана.

3. Изучение валентных колебаний СН парафинов и нафтенов. Проведенные нами расчеты для ряда углеводородов дают основу для анализа экспериментально наблюдаемых спектров в этой области частот, отличающихся большой сложностью и своеобразием.

4. Изучение характеристических частот некоторых характеристических структурных элементов молекул парафинов и нафтенов. Нами проведены расчеты для тетраметилметана (четвертичный атом углерода), 2,3-диметилбутана (два смежных третичных атома), нормальных парафинов (цепочка углеродных атомов), а также циклогексана (шестичленное кольцо). Эти расчеты частично дополняют и уточняют расчеты, проведенные другими авторами для молекул с перечисленными структурными элементами, частично восполняют имеющиеся пробелы.

Полученные данные для каждой из молекул мы, естественно, стремились использовать возможно полнее, привлекая их при обсуждении нескольких из перечисленных выше проблем.

Ниже кратко излагается ход расчета для рассмотренных нами молекул² и приводятся вычисленные значения частот в сопоставлении с экспериментальными данными для спектров комбинационного рассеяния и инфракрасного поглощения. Более подробное обсуждение результатов и сопоставление с экспериментальными данными для всего класса соединений, обладающих данным характеристическим структурным элементом, проводится в соответствующих местах настоящей работы.

1. н. Пентан

Расчету колебательных частот и интерпретации спектра н. пентана посвящено несколько работ. Наиболее детальные расчеты проведены в работах [8] и [95]. Однако интерпретация спектра н. пентана, даваемая в указанных работах, встречает некоторые возражения.

При составлении векового уравнения н. пентана использовались в основном те же блок-матрицы, как и в случае н. бутана [159]. Изменению подверглась одна из блок-матриц, характеризующих взаимодействие смежных групп CH_2 (матрица F_1); кроме того, появилась новая матрица, характеризующая взаимодействие несмежных групп CH_2 (матрица C_3).

¹ Работа по расчету частот колебаний 2,3-диметилбутана проводилась нами совместно с Л. М. Свердловым.

² Данные для н. бутана и 2,3-диметилбутана приводятся, соответственно, в работах [159] и [104].

При помощи блок-матриц матрицы коэффициентов взаимодействия н. пентана могут быть записаны в виде

$$\begin{vmatrix} A & C & B & D & 0 & 0 & 0 \\ C' & H & K & F & K_2 & C_3 & 0 \\ B' & K' & a & K' & a_1 & K'_2 & 0 \\ D' & F' & K & \bar{H} & K & F' & D' \\ 0 & K'_2 & a_1 & K' & a & K' & B' \\ 0 & C'_3 & K_2 & F & K & H & C' \\ 0 & 0 & 0 & D & B & C & A \end{vmatrix} \quad (6.1)$$

Соответствующее вековое уравнение 41-го порядка распадается соответственно симметрии молекулы н. пентана C_{2v} на четыре уравнения: 14-го порядка (A_1), 12-го порядка (A_2), 8-го порядка (B_1) и 7-го порядка (B_2). Результаты решения данных уравнений в сопоставлении с экспериментальными данными приведены в табл. 4.

Как можно видеть из табл. 4, все наблюдаемые частоты в спектре комбинационного рассеяния в области до 1500 см^{-1} могут быть интерпретированы как фундаментальные частоты (область валентных колебаний СН будет рассмотрена отдельно в гл. III). Некоторые линии довольно большой интенсивности в спектре комбинационного рассеяния жидкого н. пентана, исчезающие в спектре твердого н. пентана, несомненно должны быть приписаны поворотным изомерам. Часть очень слабых линий, наблюдающихся только в спектре жидкого н. пентана, мы отнесли к основному изомеру, предполагая, что в спектре твердой фазы из-за возрастания сплошного фона они могли затеряться.

Обсуждение полученных результатов будет проведено ниже (гл. III). Здесь отметим лишь некоторые особенности нашей интерпретации спектра н. пентана по сравнению с другими работами.

В работе [8] в числе других частот приписаны основному изомеру также частоты 338, 766, 840, 993, 1024, 1170 см^{-1} , в то время как частота 867 см^{-1} отнесена к поворотному изомеру. В работе [95] отнесены к основному изомеру частоты 338, 469, 840, 993, 1024, 1170 см^{-1} . Подобному отношению противоречит поведение перечисленных линий при переходе из жидкой фазы в твердую: частота 867 см^{-1} сохраняется в спектре, тогда как частоты 338, 469, 766, 840, 993, 1024 и 1170 см^{-1} , обладающие в жидкой фазе заметной интенсивностью, в спектре твердого н. пентана отсутствуют. В соответствии с этим частота полносимметричного колебания остова основного изомера оказывается выше, чем частота аналогичного колебания у поворотного изомера. К обсуждению этого вопроса мы вернемся позже.

2. н. Гексан

При расчете колебательных частот н. гексана мы ограничились рассмотрением плоского симметричного транс-изомера. Данный изомер имеет ту же симметрию, как и плоский транс-изомер н. бутана, подробно рассмотренный в [159]. Основные блок-матрицы, необходимые для составления векового уравнения, в обоих случаях одни и те же.

Составление и решение векового уравнения для н. гексана можно было бы провести тем же методом, как и в случае н. бутана. Однако мы провели решение другим способом, с более полным использованием электронной счетной машины. В машину вводились в качестве исходных данных блок-матрицы, приведенные по внутренней симметрии групп CH_2 и CH_3 .

Таблица 4

Сопоставление вычисленных и экспериментально наблюдаемых частот в спектре н.пентана

98

М. М. СУШИНСКИЙ

Комбинационное рассеяние						Инфр. по дан- ным [105]	Выч.	Комбинационное рассеяние						Инфр. по дан- ным [105]	Выч.
По данным [90]		По данным [1]			По данным [90]			По данным [1]							
тв.	ж.	$\Delta\nu$	I_0	ρ	тв.			ж.	$\Delta\nu$	I_0	ρ				
Колебания типа A_1								Колебания типа A_2							
—	—	—	—	—	—	172	—	—	377	0	—	—	382		
406 (3) *	400 (7)	401	25	0,3	—	362	—	—	—	—	—	—	932		
869 (3)	864 (4)	867	13	0,3	868 (ср.)	889	1035 (3)	1031 (0)	1036	9	—	—	1017		
—	—	—	—	—	1067 (с.)	1052	1069 (3)	1072 (3ш.)	1073	10	0,87	—	1084		
—	—	—	—	—	—	1100	—	1264 (1)	1269 (ш.)	0	—	—	1264		
—	—	—	—	—	—	1337	—	—	—	—	—	—	1381		
—	—	—	—	—	1379 (с.)	1381	—	—	—	—	—	—	1402		
1445 (4)	1437 (5ш)	1442	30	0,67	—	1443	—	—	—	—	—	—	1447		
1456 (5)	1458 (6ш)	1462	29	0,74	1452 (о.с.)	1459	—	—	—	—	—	—	1474		
—	—	—	—	—	1474 (о.с.)	1470	—	—	—	—	—	—	2899		
—	—	—	—	—	—	2899	—	—	—	—	—	—	2928		
—	—	—	—	—	—	2926	—	—	—	—	—	—	2976		
—	—	—	—	—	—	2930	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	—	—	—	—	2976	—	—	—	—	—	—	—		
Колебания типа B_1						Колебания типа B_2									
—	—	—	—	—	—	657	—	—	739?	0	—	728 (с.)	739		
—	—	—	—	—	861 (с.)	866	—	—	—	—	—	1025 (с.)	1013		

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Комбинационное рассеяние					Инфр. по дан- ным [105]	Выч.	Комбинационное рассеяние					Инфр. по дан- ным [105]	Выч.
По данным [90]		По данным [1]					По данным [90]		По данным [1]				
тв.	ж.	$\Delta\nu$	I_0	ρ			тв.	ж.	$\Delta\nu$	I_0	ρ		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1265 (с.)	1257	
1145 (3)	1142 (3)	1144	6	—	1176 (сл.)	1160	—	—	—	—	—	—	
1303 (3)	1302 (4ш)	1303	11	0,67	1308 (ср.)	1307	—	—	—	—	1038 (ср.)	1310	
—	—	—	—	—	1474 (о.с.)	1463	—	—	—	—	1474 (о.с.)	1463	
						2966	—	—	—	—	—	2970	
						2978	—	—	—	—	—	2985	
						2990	—	—	—	—			

Линии, принадлежащие поворотным изомерам

—	—	338	6	—			953 (0)	—	—	—		
—	361 (1)	364	0	—			990 (1)	993	1	—		
—	467 (2)	469	5	—			1025 (3)	1024	9	—		
—	764 (3)	766	7	—			1165 (0)	1170	1	—		
—	838 (5)	840	19	0,2			—	—	—	—		
—	904 (1 ш.)	910	3	0,9			—	—	—	—		

* Здесь и далее приняты обозначения: с. — сильная, ср. — средней интенсивности; сл. — слабая; о. с. — очень сильная; ш. — широкая; р — поляризованная; др — деполяризованная. Цифры в скобках указывают интенсивность по визуальной оценке.

Составление векового уравнения при помощи этих блок-матриц проводилось в самой машине. Программа была составлена так, что давала возможность получать и решать вековые уравнения для молекул н. парафинов с любым четным числом атомов углерода. Однако из-за ограниченного объема памяти машины БЭСМ нам пришлось ограничиться н. гексаном. Применение электронной счетной машины не только для решения векового уравнения, но и для его составления значительно экономит время и представляет собой существенный шаг в автоматизации решения общей задачи о колебаниях многоатомных молекул.

Таблица 5

Сопоставление вычисленных и экспериментально наблюдаемых частот в спектре н. гексана

Комбинационное рассеяние					Выч.	Инфр. по дан- ным [105]	Выч
По данным [90]		По данным [1]					
тв.	ж.	$\Delta\nu$	I_0	ρ			
Колебания типа A_g						Колебания типа B_u	
—	—	305	3	0,78	280	—	127
373 (3)	370 (4)	371	10	0,09	338	—	442
898 (3)	900 (2)	901	15	0,3	917	884 (ср.)	898
1005 (0)	1005 (1)	1007	3	0,6	1022	1037 (сл.)	1032
1064 (3)	1065 (1)	1065	5	—	1070	1066 (ср.)	1081
—	—	—	—	—	1100	1246 (ср.)	1248
1300 (4)	1302 (5)	1305	15	0,89	1308	—	1366
—	—	—	—	—	1381	1379 (с.)	1382
—	—	—	—	—	1409	1456 (о. с.)	1445
1450 (5)	1436 (5)	1440	33	0,88	1442	1456 (о. с.)	1463
1450 (5)	1459 (7)	1460	33	0,88	1452	1478 (о. с.)	1471
1465 (4)	1459 (7)	1460	33	0,88	1473	—	—
Колебания типа B_g						Колебания типа A_u	
—	—	—	—	—	704	—	648
—	—	—	—	—	910	794 (с.)	795
1143 (3)	1140 (3)	1140	7	0,4	1158	1057 (ср.)	1035
—	—	1283	0	—	1296	1246 (ср.)	1242
1300 (4)	1302 (5)	1305	15	0,89	1310	1307 (сл.)	1314
1462 (4)	1459 (7)	1460	33	0,88	1464	1456 (о. с.)	1464
Линии, принадлежащие поворотным изомерам							
—	315 (1)	317	3	—			
—	335 (1)	334	3	0,37			
—	401 (2)	403	4	0,69			
—	450 (1)	457	1	0,40			
—	810 (1)	812	4	0,67			
—	826 (3)	826	9	0,2			
—	868 (3)	871	10	0,42			
—	890 (4)	893	15	0,3			
—	952 (0)	956	0	—			
—	976 (0)	978	0	—			
—	1040 (3)	1040	10	0,4			
—	1080 (4)	1082	10	0,74			
—	1165 (0)	1168	1	—			
—	1220 (0)	1222	0	—			

Данные расчета частот в сопоставлении с экспериментальными данными приведены в табл. 5. Частоты в спектре комбинационного рассеяния приводятся по данным [1], частоты в инфракрасном спектре — по данным Аксфорда и Ранка [105].

Интерпретация спектра *n*-гексана может быть достигнута, как и в случае других *n*-парафинов, только в предположении существования нескольких поворотных изомеров. Обсуждение этого вопроса и общее обсуждение спектра *n*-гексана проводится в гл. III.

3. Тетраметилметан

Колебательные спектры тетраметилметана изучались во многих работах. Наиболее обстоятельные экспериментальные данные содержатся в работе [107]. Детальный расчет частот спектра тетраметилметана проведен Ельяшевичем [6, 8]. Мы считали, однако, важным провести заново расчет частот этого углеводорода тем же точно методом, как и других парафинов, для облегчения сравнения их спектров. При этом, наряду с $C(CH_3)_4$, были рассчитаны частоты колебаний $C(CD_3)_4$, экспериментальные данные для которого содержатся в [107].

Всё уравнение для тетраметилметана записывалось, как и в случае других парафинов, при помощи блок-матриц. Благодаря высокой симметрии рассматриваемой молекулы (симметрии T_d) уравнение 41-го порядка распадается на уравнение 3-го порядка для полносимметричных колебаний A_1 , два уравнения 4-го порядка для дважды вырожденных колебаний E , три уравнения 3-го порядка для трижды вырожденных колебаний F_1 и три уравнения 7-го порядка для трижды вырожденных колебаний F_2 . Колебания типов A_1 и E активны только в комбинационном рассеянии, колебания F_1 не проявляются ни в комбинационном рассеянии, ни в инфракрасных спектрах, колебания F_2 активны и в тех и в других спектрах. Результаты наших расчетов частот в сопоставлении с экспериментальными данными для $C(CH_3)_4$ и $C(CD_3)_4$ приведены в табл. 6.

Наша интерпретация наблюдаемых частот в области до 1500 см^{-1} почти совпадает с интерпретацией, данной в работах [107] и [6, 8]. Как можно видеть из табл. 6, все наблюдаемые частоты в этой области спектра могут быть интерпретированы как фундаментальные, причем строго соблюдаются правила отбора. Согласие вычисленных и наблюдаемых частот удовлетворительное, за исключением двух случаев: 1) наблюдаемые частоты трижды вырожденных колебаний типа F_2 $\Delta\nu = 1249\text{ см}^{-1}$ для $C(CH_3)_4$ и $\Delta\nu = 1212\text{ см}^{-1}$ для $C(CD_3)_4$ значительно выше вычисленных. Подобное расхождение наблюдаемых и вычисленных частот не случайно и отмечалось и в других работах (см., например, [8]). Оно объясняется сильным взаимодействием координат Q и β (см. [8]), в результате которого небольшие ошибки в исходных значениях силовых постоянных могут сильно повлиять на значения вычисленных частот; 2) полносимметричная частота 1381 см^{-1} в спектре $C(CH_3)_4$ не наблюдается, тогда как в спектре $C(CD_3)_4$ аналогичная линия имеется, причем вычисленное значение частоты хорошо согласуется с наблюдаемым (табл. 6). В работе [107] предположено, что рассматриваемой частоте соответствует в спектре линия с частотой $\sim 1430\text{ см}^{-1}$, перекрывающаяся интенсивной и широкой линией 1451 см^{-1} , принадлежащей колебаниям E . Это предположение представляется нам малоубедительным. Трудно ожидать, чтобы вычисленное значение частоты в этой области спектра столь сильно отличалось от наблюдаемого. Естественнее всего предположить, что линия, соответствующая вычисленной частоте 1381 см^{-1} , обладает очень слабой

интенсивностью и поэтому не обнаруживается в спектре. Подобное положение не специфично для тетраметилметана: в спектрах ряда других парафинов (н. бутана, н. петана, 2,3-диметилбутана) вычисления дают частоты полносимметричных колебаний $1378\text{--}1381\text{ см}^{-1}$; в то же время в спектрах комбинационного рассеяния всех этих парафинов линий в области $\sim 1380\text{ см}^{-1}$ не наблюдается.

Таблица 6

Сопоставление вычисленных и экспериментально наблюдаемых частот в спектрах $\text{C}(\text{CH}_3)_4$ и $\text{C}(\text{CD}_3)_4$

C (CH ₃) ₄						C (CD ₃) ₄					
Комбинационное рассеяние			Инфр.		Выч.	Комбинационное рассеяние			Инфр.		Выч.
Δν	I	ρ	Δν	I		Δν	I	ρ	Δν	I	
Колебания типа A ₁											
733	25	p	—	—	707	648	о. с.	p	—	—	628
1430	—	—	—	—	1381	1104	ср.	p	—	—	1096
2909	100	p	—	—	2899	2128	с.	p	—	—	2120
Колебания типа E											
355	22	dp	—	—	314	276	ср.	dp	—	—	268
—	—	—	—	—	999	—	—	—	—	—	785
1451	55	dp	—	—	1468	1048	с. ш.	dp	—	—	1067
2955	88	dp	—	—	2977	2211	о. с.	dp	—	—	2243
Колебания типа F ₁											
—	—	—	—	—	982	—	—	—	—	—	758
—	—	—	—	—	1461	—	—	—	—	—	1062
—	—	—	—	—	2975	—	—	—	—	—	2238
Колебания типа F ₂											
415	4	dp	418	сл.	366	342	сл.	dp	—	—	313
921	40	dp	925	сл.	915	764	ср.	dp	765	сл.	754
1249	60	dp	1256	с.	1185	1212	ср.	dp	1218	с.	1165
—	—	—	1372	с.	1383	—	—	—	1037	с.	1035
—	—	—	1475	с.	1476	—	—	—	1066	с.	1074
2868	50	p	2876	с.	2899	2104	с.	p	—	—	2122
—	—	—	2959	о. с.	2977	—	—	—	2218	о. с.	2242
Линии, не принадлежащие фундаментальным частотам											
2715	8	p	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2896	55	p	—	—	—	2048	с.	p	2058	о. с.	—

Наша интерпретация частот в области валентных колебаний СН существенно отличается от интерпретации, данной в работе [107]. Общее обсуждение этой области спектра проводится в гл. III.

4. Циклогексан

Циклогексан является простейшим представителем важного класса углеводородов — шестичленных наftenов. Поэтому полный расчет колебательного спектра этого углеводорода имеет большое значение для интер-

претации спектров других шестичленных нафтен. Однако в литературе, несмотря на наличие большого числа работ, посвященных циклогексану [130—136], лишь в работах Ларноди [134, 135] проведен полный расчет частот этого углеводорода. Поскольку в этих работах применялась не вполне строгая методика расчета, а силовые постоянные находились с использованием частот самого циклогексана, мы считали необходимым провести расчет частот колебаний циклогексана заново, с использованием той же системы силовых постоянных, как и для парафинов.

Для циклогексана в настоящее время можно считать надежно установленной «креслообразную» конфигурацию с симметрией D_{3d} . Для этой конфигурации матрица коэффициентов взаимодействия при помощи блок-матриц может быть записана в виде

$$\begin{vmatrix} H & F & C_2 & 0 & C'_2 & F' \\ F' & H & F & C_2 & 0 & C'_2 \\ C'_2 & F' & H & F & C_2 & 0 \\ 0 & C'_2 & F' & H & F & C_2 \\ C_2 & 0 & C'_2 & F' & H & F \\ F & C_2 & 0 & C'_2 & F' & H \end{vmatrix} \quad (6.2)$$

Здесь H , F , C_2 — матрицы 8-го порядка¹, т. е. матрица (6.2) — 48-го порядка. После несложных преобразований эта матрица распадается на две матрицы 8-го порядка

$$\| H + F + F' + C_2 + C'_2 \|; \quad (6.3)$$

$$\| H - F - F' + C_2 + C'_2 \|; \quad (6.4)$$

и две матрицы 16-го порядка, каждая из которых в свою очередь распадается на две идентичные матрицы 8-го порядка. Таким образом, в соответствии с симметрией D_{3d} , получаем восемь колебаний типа A_g (из них шесть — типа A_{1g} и два — типа A_{2g}), восемь колебаний типа A_u (из них пять — типа A_{2u} и три — типа A_{1u}) и по восемь дважды вырожденных колебаний типов E_g и E_u . При этом колебания A_{1g} и E_g разрешены в спектрах комбинационного рассеяния, колебания A_{2u} и E_u — в инфракрасных спектрах; колебания A_{2g} и A_{1u} запрещены в обоих спектрах.

При расчете колебаний циклических молекул надо, вообще говоря, учитывать условия цикличности, которые дают для каждого кольца три дополнительных соотношения между колебательными координатами (см. [8]). Поэтому можно было бы ожидать, что и в случае циклогексана получим вековое уравнение не 48-го порядка, а лишь 45-го порядка, причем три недостающие частоты должны были бы соответствовать колебаниям одной части кольца относительно другой. Согласно общему плану расчета (см. [8]), тогда нужно было бы ввести три новые колебательные координаты χ_1, χ_2, χ_3 , чтобы найти недостающие частоты. Оказалось, однако, что в случае циклогексана никаких дополнительных соотношений между исходными колебательными координатами не существует, и вековое уравнение, соответствующее матрице (6.2), дает все 48 колебательных частот. Не входя в подробное обсуждение вопроса, укажем лишь, что, по-ви-

¹ После исключения шести координат при помощи дополнительных соотношений для углов вида:

$$\alpha_{ik} + \beta_{li} + \beta_{lk} + \beta_{mi} + \beta_{mk} + \gamma_{lm} = 0.$$

димому, дополнительные соотношения, устанавливаемые условиями цикличности, представляют собой в случае циклогексана соотношения между координатами Q , γ и χ . При этом три упомянутых дополнительных условия могут рассматриваться как уравнения, определяющие координаты γ через другие колебательные координаты. В силу этого вводить три координаты χ , а потом исключать лишние координаты при помощи трех условий цикличности в случае циклогексана оказывается излишним.

Т а б л и ц а 7

Сопоставление вычисленных и экспериментально наблюдаемых частот в спектре циклогексана

A_{1g}				A_{2g} Выч.	A_{2u}		A_{1u} Выч.	E_g				E_u	
Выч.	Комбинационное рассеяние				Выч.	Инфр.		Выч.	Комбинационное рассеяние			Выч.	Инфр.
	$\Delta\nu$	I_0	ρ						$\Delta\nu$	I_0	ρ		
366	384	7	ρ	—	498	524	—	392	427	15	0,8	152	—
783	802	250	0,05	—	885	905	—	755	—	—	—	878	862
1097	1158	25	0,3	—	—	—	1120	1081	1029	105	0,79	894	—
—	—	—	—	1141	—	—	1184	1248	1267	90	0,77	1266	1259
—	—	—	—	1381	—	—	1391	1359	1348	13	0,8	1360	1350
1458	1445	85	0,81	—	1452	1453	—	1452	1445	85	0,81	1453	1453
2932	2941	500	0,00	—	2921	2862	—	2925	2852	560	0,13	2930	2862
2974	2924	500	0,30	—	2988	2935	—	2982	2886	200	0,56	2974	2935

В табл. 7 приводятся результаты расчета частот циклогексана в сопоставлении с экспериментальными данными. Для спектров комбинационного рассеяния использованы данные работы [1], для инфракрасных спектров — данные, приводимые в работе Ларноди [135]. Согласие вычисленных и экспериментальных частот удовлетворительное, хотя при расчете использовались только те силовые постоянные, которые были установлены при расчете парафинов, и никаких новых постоянных не вводилось¹.

Некоторые трудности представляет интерпретация наблюдаемых спектров циклогексана в области валентных колебаний СН. Обсуждение этого вопроса, так же как и общее обсуждение спектра циклогексана, проводится в гл. IV.

ГЛАВА III

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ ПАРАФИНОВ

§ 7. Общие замечания о спектрах комбинационного рассеяния парафинов

Изучение колебательных спектров парафинов — наиболее простых по своему строению органических соединений — представляет большой интерес для теории молекулярных спектров. Вместе с тем получение спектральных характеристик этого класса углеводородов имеет важное значение для молекулярного анализа жидкого моторного топлива,

¹ После того как наша работа была закончена, появилась работа Александрова [137], в которой дан детальный расчет колебательных частот циклогексана. Наша интерпретация спектра циклогексана совпадает с интерпретацией, данной в указанной работе.

в особенности бензинов, а также многих других природных и синтетических продуктов. Естественно поэтому, что изучение колебательных спектров парафинов началось довольно давно: инфракрасных спектров — более 50 лет назад [61], а спектров комбинационного рассеяния — вскоре после открытия этого явления [62]. Уже в 1933 г. Андан [63] применил метод комбинационного рассеяния к анализу ряда бензинов. В последующие годы исследования спектров комбинационного рассеяния индивидуальных углеводородов, в первую очередь парафинов, получили широкое развитие [64—66]. Однако в большинстве работ, посвященных изучению спектров индивидуальных углеводородов, авторы ограничивались измерением частот и визуальной оценкой интенсивностей линий, поэтому получаемые данные могли служить лишь для качественного анализа бензинов. Только в исследованиях, начатых с 1937 г. в Оптической лаборатории ФИАН под руководством акад. Ландсберга [67], с самого начала было уделено должное внимание измерению интенсивностей линий комбинационного рассеяния. Благодаря этому стала возможна реальная постановка задачи количественного анализа бензинов, к настоящему времени, после серии систематических исследований [3, 4, 68—70], в основном получившей свое разрешение. В то же время разработка методов измерения весьма важного параметра в спектрах комбинационного рассеяния — интенсивности линий и получение данных об интенсивностях линий ряда углеводородов существенно обогатили наши сведения о колебательных спектрах сложных молекул. В частности, оказалось возможным установление характеристичности интенсивностей ряда линий в спектрах углеводородов [14—18], что привело (см. введение) к установлению понятия характеристических линий в спектрах комбинационного рассеяния.

В настоящее время изучены спектры комбинационного рассеяния около 150 индивидуальных парафинов, причем примерно для 100 парафинов имеются количественные оценки интенсивностей.

Наряду с экспериментальным изучением спектров индивидуальных углеводородов проводились обширные работы по расчету и теоретической интерпретации этих спектров. Здесь особенно следует отметить работы Ельяшевича и Степанова, в которых дан полный расчет колебательных спектров ряда простейших парафинов и заложены основы теоретической интерпретации спектров более сложных парафинов [6—8]. Заметим, что в теоретических работах по расчету и интерпретации колебательных спектров молекул парафины сыграли столь же видную роль, как и в развитии экспериментальных методов исследования, — именно на них проверялись и совершенствовались методы расчета частот, которые затем переносились и на другие классы соединений (см., например, монографию [8]).

В настоящей главе делается попытка систематизации опытного материала по спектрам комбинационного рассеяния парафинов, с использованием как результатов наших измерений, так и литературных данных. Анализ экспериментального материала проводится в общем на основе теоретического рассмотрения спектров парафинов, выполненного в § 6 настоящей работы и в работах Степанова [8] (хотя некоторые выводы работы [8] нуждаются, как нам кажется, в уточнении)¹. Особое внимание уделено выявлению и интерпретации характеристических линий.

Материал, относящийся к валентным колебаниям группы СН, из-за ряда специфических особенностей линий этой группы мы сочли более удобным выделить в отдельный параграф.

¹ Здесь и далее, если не сделано специальных оговорок, цитируя работы Степанова, мы имеем в виду написанные им главы в монографии [8], в которой систематизированы и обобщены результаты, полученные ранее авторами монографии по расчету и интерпретации колебательных спектров сложных молекул.

§ 8. Парафины нормального строения

В спектрах комбинационного рассеяния нормальных парафинов можно довольно однозначно выделить по их принадлежности к различным типам колебаний следующие три группы линий.

1. Линии, принадлежащие к валентным и деформационным колебаниям углеродной цепочки.
2. Линии, принадлежащие к внутренним колебаниям групп CH_3 и CH_2 .
3. Линии, отвечающие взаимодействию групп CH_3 и CH_2 с цепочкой.

Наряду с этим ряд линий соответствует наложению или взаимодействию указанных выше типов колебаний и не может быть однозначно отнесен ни к одному из перечисленных типов. Это обстоятельство следует специально отметить, так как в значительной части литературы, посвященной интерпретации спектров комбинационного рассеяния и инфракрасных спектров, господствует тенденция истолковать полностью указанные спектры как результат наложения частот групп CH_2 и CH_3 на частоты колебаний «скелета» углеродных атомов. Подобное представление систематически проводится в монографии Кольрауша [71] (см. например, стр. 183 и далее) и в ряде более поздних работ [72—74]. В этом смысле показательна точка зрения Расмуссена [74], который считает «основной задачей» интерпретации спектров «установление связи наблюдаемых инфракрасных и рамановских частот со специфическими колебаниями групп». На невозможность строго провести подобные представления указывали многие авторы [75—76]. Полученные нами данные также показывают, что идея «аддитивности» спектров, играя существенную роль в интерпретации некоторых групп линий, оказывается не применимой к спектру в целом.

Особый интерес в случае нормальных парафинов представляют валентные колебания углеродной цепочки, которым был посвящен ряд экспериментальных и теоретических работ [77—82]. Наиболее полные и тщательные расчеты принадлежат Ельяшевичу и Степанову [82]. По их данным (см. [8], т. I, стр. 485, т. II, стр. 377), валентные колебания цепочки занимают область частот от 800 до 1140 см^{-1} , причем с ними частично взаимодействуют колебания других типов. Указанное обстоятельство, а также то, что в ту же область частот попадает некоторое число колебаний других типов, существенно затрудняет интерпретацию экспериментальных данных.

Наиболее однозначна интерпретация линий в области $810\text{—}890\text{ см}^{-1}$ как частот валентных полносимметричных колебаний углеродной цепи. В табл. 8 приведены данные, относящиеся к этим линиям в спектрах ряда нормальных парафинов. Сравнительно большая интенсивность и сильная поляризация этих линий подтверждает отнесение их к полносимметричным колебаниям цепочки.

Мы включили в табл. 8 всю совокупность линий в области $800\text{—}900\text{ см}^{-1}$ нормальных парафинов. Как можно видеть, в спектре каждого из них имеется несколько линий, которые по своим параметрам могут принадлежать к полносимметричным колебаниям цепочки. Появление этих линий можно объяснить двояким путем — или за счет возникновения различных колебаний в молекулах с одной и той же конфигурацией, или же за счет колебаний одного и того же типа, но в молекулах разной геометрической конфигурации, т. е. в различных поворотных изомерах. Первое предположение в случае нормальных парафинов кажется мало правдоподобным. Действительно, валентные полносимметричные колебания остова по своему своему характеру существенно затрагивают всю молеку-

Т а б л и ц а 8

Валентные полносимметричные колебания цепочки нормальных парафинов

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_{∞}	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_{∞}	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_{∞}	ΣI_{∞}	Твердое состояние **		Литературная ссылка	
														$\Delta\nu$	I_0^*		
Пропан	—	—	—	—	867	9*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[71]	
н. Бутан	809	0*	—	—	827	6*	—	—	—	—	—	—	—	837	6	[90]	
					837	7*	—	—	—	—	—	—	210	869	3	[1]	
н. Пентан	840	19	0,2	85	867	13	0,3	100	—	—	—	—	80	230	898	3	[1]
н. Гексан	812	4	0,67	—	—	—	—	—	893	15	0,3	80	230	898	3	[1]	
	826	9	0,2	60	871	10	0,42	40	901	15	—	—	—	—	—		
н. Гептан	836	6	0,3	65	—	—	—	—	888	1	—	—	—	—	—		
	852	4	0,92	—	—	—	—	—	905	10	0,3	70	200	905	5	[1]	
н. Октан	813	3	—	20	842	4	—	—	877	10	0,3	80	230	899	2	[1]	
					860	8	—	40	895	11	—	—	—	—	—		
н. Нонап	828	5	—	50	—	—	—	—	873	7	—	—	70	210	888	2	[1]
	842	5	—	—	—	—	—	—	894	10	0,2	—	—	—	—		
н. Декан	810	2*	—	—	—	—	—	—	886	3*	—	—	—	886	2	[90]	
	844	3*	—	—	870	1*	—	—	898	3*	—	—	—	—	—	[60]	
	850	8	—	—	—	—	—	—	887	7	—	—	—	—	—	[71]	
н. Ундекан	828	3*	—	—	868	3*	—	—	883	3*	—	—	—	—	—	[60] ***	
	836	9	0,7	—	—	—	—	—	881	10	—	—	—	—	—		
н. Додекан	804	1	—	—	837	7	0,4	40	870	5	0,3	60	230	892	1	[1]	
					846	7	—	—	892	11	—	—	—	—	—	[60] ***	
н. Тридекан	842	10	—	—	—	—	—	—	891	9	0,4	—	—	—	—	[60] ***	
н. Тетрадекан	841	11	0,6	—	—	—	—	—	879	10	0,4	—	—	—	—	[60] ***	
н. Цетан	808	0*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
	839	2*	—	—	871	2*	—	—	894	3*	—	—	—	888	1	[90]	

* По визуальной оценке.

** По данным работы [90].

*** Приводимые в [60] данные по интенсивности, полученные фотоэлектрическим методом, пересчитаны в соответствии с результатами нашей работы [19], см. также [1] стр. 80; данные по частотам не очень надежны.

лу. При отсутствии каким-либо образом выделенных комплексов внутри молекулы нет никаких оснований предполагать, что общее полносимметричное колебание разделится на несколько локальных колебаний. Поэтому мы считаем более правильным рассматривать каждую из линий в области $800-900\text{ см}^{-1}$ как полносимметричную линию определенного поворотного изомера. Не исключено, конечно, что некоторые слабые линии в этой области спектра имеют другое происхождение, поскольку сюда могут попасть частоты, обусловленные взаимодействием углов, образованных связями C—C и связями C—H, входящими в группу CH_2 (координаты ϕ_{CH_2} по терминологии Степанова (см. [8], т. I, гл. 13¹⁾)).

Интересно отметить, что суммарная интегральная интенсивность всех линий в области $800-900\text{ см}^{-1}$, рассчитанная на 1 г моль рассеивающего вещества (ΣI_{∞}), в пределах ошибок измерений сохраняет свое значение при переходе от одного углеводорода к другому (см. табл. 8). Этот факт находит естественное объяснение, если считать, что линии в указанной области спектра принадлежат различным поворотным изомерам, и сделать предположение о характеристичности интенсивности линий, соответствующих полносимметричным колебаниям цепочки. Характеристичность суммарной интенсивности линий, принадлежащих разным поворотным

¹ Координаты ϕ представляют собой координаты приближенной симметрии группы CH_2 , симметричные относительно плоскости H—C—H и антисимметричные относительно плоскости C—C—C.

изомерам, представляет, как нам кажется, самостоятельный интерес. Отметим, что в ряде случаев такая характеристичность не наблюдается. Например, в работе Волькенштейна [96], в которой впервые была поставлена задача экспериментального изучения характеристичности интенсивностей, приводятся данные для нескольких галоидозамещенных углеводородов. Из этих данных следует, что по крайней мере для первых членов ряда характеристичность суммарной интенсивности линий, принадлежащих колебаниям C — Cl, не наблюдается.

Предположение о существовании поворотных изомеров, высказанное впервые на основании изучения спектров комбинационного рассеяния

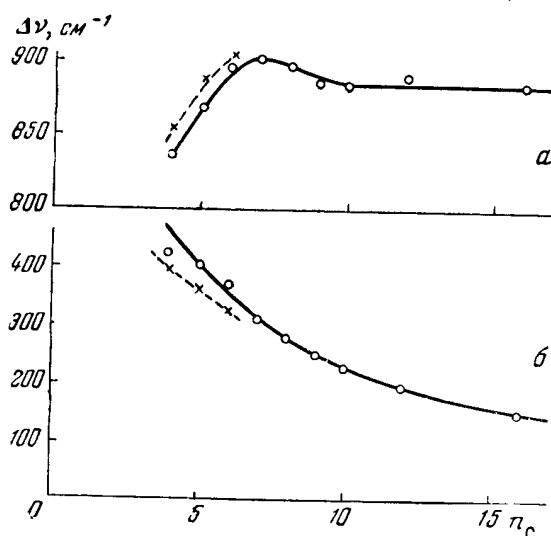


Рис. 13. Зависимость частоты колебаний цепочки и. парафинов от ее длины

а — валентные колебания; б — деформационные колебания; сплошная линия — экспериментальные данные; пунктир — расчетная кривая

[83], получило впоследствии многочисленные подтверждения. Однако решение вопроса о том, какие именно из возможных изомеров действительно присутствуют в исследуемом веществе, а также о принадлежности наблюдаемых линий комбинационного рассеяния тому или иному из изомеров, связано с большими трудностями. Существенное значение для решения указанных вопросов имеет исследование спектров комбинационного рассеяния при низких температурах. Как показали многочисленные работы Мицushima и его сотрудников [84—90], а также ряда американских авторов [92—94], спектры комбинационного рассеяния при понижении температуры становятся значительно проще — в них исчезает ряд линий вследствие «вымораживания» нестабильных изомеров. В твердом состоянии сохраняются лишь линии единственного, наиболее стабильного изомера.

В случае нормальных парафинов таким наиболее устойчивым изомером, согласно данным рентгеноструктурного анализа, является изомер, имеющий конфигурацию плоской растянутой зигзагообразной цепочки (транс-конфигурация; изомер с этой конфигурацией мы в дальнейшем будем называть «основным»). Для простейшего парафина, обладающего поворотными изомерами — н. бутана, выводы, подтверждающие транс-конфигурацию изомера, стабильного в твердом состоянии, могут быть сделаны на основании расчета частот различных изомеров (см. [159]).

Данные для линий в области валентных полносимметричных колебаний цепочки ряда нормальных парафинов в твердом состоянии по измерениям Мицushima и сотрудников [90] приведены в последней колонке табл. 8. Эти данные показывают, что частота валентных полносимметричных колебаний цепочки транс-изомера с удлинением цепочки сначала несколько увеличивается, а затем (начиная с н. гексана) остается почти постоянной, колеблясь около значения 890 см^{-1} (рис. 13, а). Частоты колебаний того же типа у других изомеров, имеющих в жидкой фазе, лежат ниже, чем у плоского транс-изомера.

Приводимые в табл. 8 данные показывают несостоятельность «правила пульсации частот», выдвинутого Кольраушем [71]. Согласно этому правилу, для основного изомера (с транс-конфигурацией) частота полносимметричных колебаний цепочки во всех молекулах с нечетным числом атомов углерода имеет примерно на 20 см^{-1} большее значение, чем в молекулах с четным числом атомов углерода. Для доказательства «правила пульсации» Кольрауш использовал наиболее низкие частоты в рассматриваемой области спектра (первая колонка табл. 8). Здесь действительно можно обнаружить «пульсацию» значений частот при изменении четности числа атомов углерода в цепочке. Однако исчезновение этих частот при затвердевании соответствующего парафина показывает, что указанные частоты не принадлежат основному изомеру. В связи с этим попытку теоретического обоснования правила пульсации частот, проведенную в [8], следует, по-видимому, считать основанной на недоразумении. Более серьезного внимания заслуживает, однако, то обстоятельство, что в расчетах частот ряда нормальных парафинов, проведенных Степановым [8, 82] и позднее Масловым [95], частоты транс-изомера оказываются, в противоположность экспериментальным данным, более низкими, чем частоты других изомеров того же соединения. Так, например, для н. бутана, по данным расчета Степанова [8], основной изомер имеет частоту валентных полносимметричных колебаний цепочки 813 см^{-1} , а поворотный изомер 825 см^{-1} ; для н. пентана, по данным расчетов Степанова [8] и Маслова [95], основной изомер имеет частоту 840 см^{-1} , а поворотный изомер 867 см^{-1} . Эти выводы связаны, по-видимому, с недостаточной точностью расчетов в цитированных работах. Произведенные нами расчеты для плоских транс-изомеров н. бутана, н. пентана и н. гексана (см. § 6) показали, что вычисленные частоты полносимметричных колебаний цепочки, несколько отличаясь от экспериментальных, изменяются в полном соответствии с экспериментально наблюдающейся закономерностью (пунктирная кривая на рис. 13, а). При этом, в соответствии с экспериментом, для н. бутана частота полносимметричных колебаний цепочки у основного изомера оказалась выше, чем у других изомеров.

Для решения вопроса о поворотных изомерах нормальных парафинов большое значение, наряду с валентными полносимметричными частотами, имеет также область низких частот (до 500 см^{-1}), где располагаются линии, принадлежащие деформационным колебаниям цепочки. Частоты различных поворотных изомеров в этой области спектра сильно отличаются между собой. С этой точки зрения линии в области деформационных колебаний цепочки наиболее удобны для изучения поворотной изомерии. Однако закономерности изменения параметров линий здесь более сложны, чем в области валентных полносимметричных колебаний цепочки. Кроме того, имеющиеся данные не могут претендовать на исчерпывающую полноту, так как измерения в области низких частот весьма затруднены наличием большого фона, на котором некоторые слабые линии легко могли бы затеряться.

В табл. 9 приводятся данные для указанной области спектра. Как и

Таблица 9

Деформационные колебания цепочки нормальных парафинов

Вещество	Δv	I_0	ρ	I_{∞}	δ	Δv	I_0	ρ	I_{∞}	δ	Δv	I_0	ρ	I_{∞}	δ	Δv	I_0	ρ	I_{∞}	δ	Твердое состояние		Литературная ссылка
																					Δv		
Пропан	375	2*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[71]
н. Бутан	429	5*	—	—	—	207	0*	—	—	—	259	0*	—	—	—	320	1*	—	—	—	—	4	[90]
н. Пентан	401	25	0,3	90	7,4	338 дв	0	—	55	26	364	0	—	—	—	469	5	—	34	18	406	3	[1]
н. Гексан	371	10	0,09	40	9	305	3	0,78	—	—	334	3	0,37	—	—	403	4	0,69	50	—	373	3	[1]
н. Гептан	310	16	0,4	60	8	317	3	—	—	—	457	1	—	—	—	449	0	—	—	—	311	5	[1]
н. Октан	282	22	—	55	3,7	284	1	—	—	—	395	4	0,83	30	—	498	0	—	—	—	—	—	—
н. Нонан	248	6	—	—	—	300	3	—	—	—	377	0	—	—	—	427	0	—	—	—	283	3	[1]
н. Декан	230	3*	—	—	—	352	0	—	—	—	400	0	—	—	—	405	2	—	—	—	249	2	[1]
н. Ундекан	191	5	—	—	—	267	13	—	—	—	347	1	—	—	—	419	1	—	—	—	—	—	—
н. Додекан	195**	1*	—	—	—	287	4	—	—	—	382	0	—	—	—	404	2	—	—	—	231	3	[90]
н. Тридекан	191	8	—	—	—	200	0*	—	—	—	339	0	—	—	—	441	0,5	—	—	—	—	—	—
н. Тетрадекан	191	5	0,9	—	—	250	4*	—	—	—	359	0,5	—	—	—	465	0,5	—	—	—	—	—	—
н. Цетан	—	—	—	—	—	245	5	—	—	—	403	3	—	—	—	345	0,5	—	—	—	194	2	[60] **
						234	1	—	—	—	264	2,5	—	—	—	400	1	—	—	—	—	—	[1]
						252	0	—	—	—	302	2	—	—	—	405	2	—	—	—	—	—	—
						203	3	—	—	—	316	2	—	—	—	475	3	—	—	—	—	—	[60] ***
						232	4	—	—	—	304	3	—	—	—	401	3	0,9	—	—	—	—	—
						199	1	—	—	—	278	0	—	—	—	485	3	—	—	—	—	—	—
						215	2	—	—	—	330	0	—	—	—	404	1	—	—	—	—	—	—
						231	1	—	—	—	356	0	—	—	—	450	0	—	—	—	150	3	[90]

* По визуальной оценке.

** По данным работы [90].

*** Приводимые в [60] данные по интенсивностям пересчитаны.

для валентных колебаний цепочки, мы приводим в последней колонке табл. 9 частоты и интенсивности (по визуальной оценке) линий комбинационного рассеяния веществ в твердом состоянии по данным работы [90]. Предполагая, что эти линии принадлежат единственному, наиболее устойчивому изомеру (с транс-конфигурацией, см. выше), мы получаем возможность в каждом случае выделить линии данного изомера и в спектрах веществ в жидком состоянии. Параметры соответствующих линий приводятся в первой колонке табл. 9. Остальные линии в рассматриваемой области спектра, присутствующие только в спектрах жидкой фазы, принадлежат, несомненно, тем или иным «повернутым» изомерам. Данные для этих линий приведены во второй—четвертой колонках табл. 9. Вопрос о типе колебаний указанных линий не всегда можно решить однозначно, так как для многих слабых линий рассматриваемой области спектра данные о поляризации отсутствуют.

Как можно видеть из приводимых данных, частота линий основного изомера по мере удлинения цепочки систематически понижается (рис. 13, б). Эта закономерность отмечалась рядом авторов [71, 90]. Произведенные нами расчеты для основных изомеров трех нормальных парафинов (см. § 6) показывают, что полносимметричная деформационная частота колебаний цепочки убывает с удлинением цепочки в полном соответствии с наблюдающейся экспериментально закономерностью (пунктирная кривая на рис. 13, б). Следует отметить, что в области деформационных колебаний остова ошибки расчетов обычно бывают наибольшими, тем не менее вычисленные значения частот удовлетворительно согласуются с экспериментальной закономерностью. Отметим, что подобная закономерность проявляется и в спектрах слабо разветвленных парафинов и в некоторых случаях может облегчить их интерпретацию. Аналитически указанная закономерность во всех случаях может быть описана при помощи простой эмпирической формулы

$$\Delta\nu = \frac{a}{n_C + r}, \quad (8.1)$$

где a — постоянная, зависящая от типа углеводорода, n_C — число атомов углерода в цепочке, r — целое число: $\Delta\nu$ — выражается в см^{-1} . Для нормальных парафинов $a = 2800$, $r = 2$. Кривая, соответствующая формуле (8.1), представлена на рис. 13, б сплошной линией.

Переходя к линиям других типов в спектрах нормальных парафинов, мы отметим прежде всего резко выделяющуюся своей характеристичностью линию в области 1300 см^{-1} , которая может быть отнесена к изменению координаты $\varphi_{\text{CH}_2}^1$. Данные для линии $\sim 1300 \text{ см}^{-1}$ приведены в табл. 10. Интенсивность этой линии пропорциональна числу групп CH_2 в молекуле [14] (рис. 14).

¹ φ — координата приближенной симметрии группы CH_2 , симметричная относительно плоскости $\text{C} - \text{C} - \text{C}$ и антисимметричная относительно плоскости $\text{H} - \text{C} - \text{H}$ (см. [8], гл. 13).

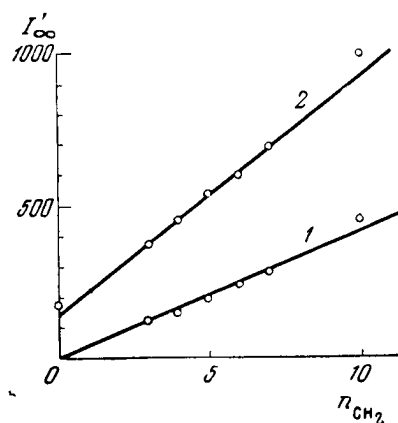


Рис. 14. Зависимость интенсивности линий, принадлежащих деформационным колебаниям CH_2 , от числа групп CH_2 в молекуле
1 — линия $\sim 1300 \text{ см}^{-1}$; 2 — линия 1460 см^{-1} ;
 n_{CH_2} — число групп CH_2 в молекуле; I_∞ — интегральная интенсивность, рассчитанная на 1 г. моль

В табл. 10 приводятся также данные для двух линий в области 1400—1460 см^{-1} ; в работах Степанова [8] первая отнесена к внутренним деформационным колебаниям группы CH_2 , а вторая — группы CH_3 . Интегральная интенсивность этих линий (по условиям измерений суммарная интенсивность обеих линий) возрастает линейно с числом групп CH_2 в молекуле. Отрезок оси ординат соответствует

Таблица 10

Деформационные колебания групп CH_2 и CH_3

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	δ	I'_∞	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	Литературная ссылка
н. Бутан	1300 (ш.)	2 *	dp	—	—	1450	8 *	dp	—	[71]
н. Пентан	1303	11	0,67	—	115	1442	30 }	0,74	370	[1]
н. Гексан	1305	15	0,89	20	140	1462	29 }	0,88	450	[1]
н. Гептан	1304	15	0,76	24	190	1440	33 }	0,84	530	[1]
н. Октан	1304	20	0,71	21	240	1460	33 }	0,74	600	[1]
н. Нонан	1304	23	0,98	19	280	1438	37 }	0,72	700	[1]
н. Декан	1306	23	0,72	—	—	1458	41 }	0,72	—	[60]
н. Ундекан	1305	27	0,81	—	—	1440	43 }	0,79	—	[60]
н. Додекан	1301	35	0,9	14	450	1459	43 }	0,73	1000	[1]
2,3-Диметилбутан	1301	9	0,7	—	—	1438	42 }	0,77	390	[1]
2,2,3-Триметилбутан	—	—	—	—	—	1459	45 }	0,78	430	[1]
2,3,4-Триметилпентан	—	—	—	—	—	1450	47 }	0,76	460	[1]

* По визуальной оценке.

интенсивности двух групп CH_3 (см. рис. 14); его длина хорошо согласуется с данными для тех же линий в спектрах парафинов, не обладающих группами CH_2 (см. табл. 10). Следует заметить, что расщепление линий наблюдается и в спектрах парафинов, не обладающих группами CH_2 , как это видно из данных табл. 10. Поэтому, по-видимому, нельзя приписывать, как это делается в работе Степанова, одну из компонент группе CH_2 , а вторую группе CH_3 . Скорее всего, линия, принадлежащая к группе CH_2 , накладывается на две или три линии, принадлежащие к группе CH_3 (см. также § 6).

В спектрах нормальных парафинов обнаруживаются еще две характеристические линии, данные для которых мы приводим в табл. 11. Интегральные интенсивности этих линий, рассчитанные на 1 г·моль, возрастают с удлинением цепочки. Поэтому интерпретация, данная Степановым первой из этих линий с частотой около 1070 см^{-1} как линии $\beta_{\text{CH}_2}^1$, кажется нам сомнительной, — этой интерпретации более соответствовала бы независимость интенсивности от числа звеньев цепочки.

¹ По терминологии Степанова, β_{CH_2} — колебание, в котором изменяются углы образованные связями CH группы CH_3 со связью $\text{C} - \text{C}$.

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 113

Таблица 11

Характеристические линии неразветвленной цепочки

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	Твердое состояние **		$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	Твердое состояние **		Литературная ссылка
					$\Delta\nu$	I'_∞					$\Delta\nu$	I'_∞	
Пропан	—	—	—	—	—	—	1152	2*	—	—	—	—	[71]
н. Бутан	1057	4*	p	—	1059	5	1150	2*	p	—	1151	4	[90, 71]
н. Пентан	1073	10	0,87	150	1069	3	1144	6	—	80	1145	3	[1]
н. Гексан	1065	5	—	—	1064	3	1140	7	0,4	80	1143	3	[1]
	1082	10	0,74	160	—	—	—	—	—	—	—	—	—
н. Гептан	—	—	—	—	1056	3	1138	6	0,6	120	1139	4	[1]
	1080	10	0,83	200	1072	2	—	—	—	—	—	—	—
н. Октан	1062	12	0,58	—	—	—	1137	9	—	150	1138	2	[1]
	1085	14	0,55	260	1062	2	—	—	—	—	—	—	—
н. Нонан	1063	8	—	—	—	—	1136	5	—	180	1136	2	[1]
	1079	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1092	11	0,90	280	1060	1	—	—	—	—	—	—	—
н. Декан	1074	13	1,0	—	1060	3	1136	7	—	—	1136	3	[1, 60]
н. Ундекан	1075	20	0,7	—	—	—	1131	8	0,6	—	—	—	[1, 60]
н. Додекан	1062	14	0,9	410	1061	2	1133	13	0,5	200	1136	3	[1]
	1081	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
н. Тридекан	1076	20	0,6	—	—	—	1132	10	0,4	—	—	—	[60]
н. Тетрадекан	1075	18	0,6	—	—	—	1132	8	—	—	—	—	[60]

* По визуальной оценке.

** По данным [90].

Заметим также, что в спектрах слабо разветвленных парафинов эта линия появляется только при наличии углеродной цепочки, следующей за разветвлением, что плохо согласуется с отнесением данной линии к колебаниям, обусловленным наличием группы CH_3 (более подробное рассмотрение этого вопроса будет дано в § 9).

Произведенные нами расчеты для нескольких н. парафинов (см. § 6) показывают, что у плоских транс-изомеров частота $\sim 1060 \text{ см}^{-1}$ принадлежит к полносимметричным колебаниям A_g в случае молекул с четным числом n_C атомов углерода, у молекул же с нечетным n_C эту частоту, по-видимому, следует отнести к колебаниям типа A_2 . С этой интерпретацией хорошо согласуются данные для степени деполяризации: эта линия частично поляризована у большинства н. парафинов с четным n_C и деполяризована при нечетном n_C (см. табл. 11). Необходимо, конечно, учитывать, что в спектрах н. парафинов в жидком состоянии присутствует обычно в рассматриваемой области несколько линий, принадлежащих разным поворотным изомерам с разными правилами отбора, поэтому данные для степени деполяризации могут служить лишь для грубой ориентировки. Возрастание интегральной интенсивности этой линии с удлинением цепочки легко объяснить, если отнести рассматриваемую линию к колебаниям цепочки. Действительно, для сильно (или полностью) деполяризованных линий интенсивность определяется анизотропией g' тензора производной поляризуемости (см. § 1), а с удлинением цепочки анизотропия возрастает. С этой точки зрения легко объяснить так же характерные изменения интенсивности рассматриваемой линии у разветвленных парафинов (см. § 9).

Вторая частота (около 1140 см^{-1}), понижающаяся с удлинением цепочки, согласно данным наших расчетов, принадлежит колебаниям типа B_g при четном n_C и колебаниям типа B_1 при нечетном n_C . В обоих случаях колебания несимметричны, и линия должна быть деполяризована, в действительности же рассматриваемая линия частично поляризована. Это на-

рушение правил отбора нельзя объяснить за счет наложения линий, принадлежащих разным поворотным изомерам, с разными правилами отбора для рассматриваемой частоты, так как в некоторых случаях, например у *n*-бутана, поляризованная линия заведомо принадлежит основному изомеру. Поэтому более правильным представляется отнесение данной линии к специфическому колебанию, в котором участвует небольшое число близко расположенных и тесно связанных атомов, причем по отношению к этой группе атомов рассматриваемое колебание будет симметричным. Тогда поляризация и интенсивность линии являются в значительной степени внутренними параметрами указанной группы атомов, а возрастание интенсивности с удлинением цепочки может быть объяснено увеличением числа подобных групп атомов. Более детальная характеристика данного колебания требует расчета его формы. Отметим, что колебание с частотой 1152 см^{-1} имеется уже у пропана. С другой стороны, подобная линия имеется и у многих слабо разветвленных парафинов. Относящийся к этому колебанию экспериментальный материал будет обсужден более подробно в следующем параграфе.

Мы не рассматриваем ряд линий нормальных парафинов со слабо выраженной характеристичностью параметров, хотя частоты некоторых из них отмечены рядом авторов [8, 98] как весьма характеристичные (например, 1040 и 1170 см^{-1}). Мы не касаемся также интерпретации нехарактеристичных линий, так как это не входит в задачи настоящей работы.

§ 9. Парафины с изолированными третичными атомами углерода

Здесь будут рассмотрены спектры комбинационного рассеяния парафинов, обладающих одним или несколькими несмежными третичными атомами углерода. Относящиеся сюда парафины имеют довольно сильно различающееся строение. Сюда входят как парафины с одним разветвлением, имеющие в боковой цепи метильную, этильную и т. п. группу, так и парафины с двумя или более подобными разветвлениями, но разделенными по крайней мере двумя звеньями цепочки атомов углерода. Как показывает анализ экспериментального материала, спектры всех этих углеводородов имеют много общих характеристических линий. Различное положение двух (или более) третичных атомов в сравнительно второстепенных деталях спектра. Сильные изменения в спектрах наступают только когда молекула парафина обладает смежными третичными атомами углерода, что и заставляет рассматривать последнюю группу углеводородов особо.

Большое сходство между собой спектров парафинов с изолированными третичными атомами углерода при значительном разнообразии строения соответствующих молекул показывает, что основным характеристическим элементом в этих молекулах является именно третичный атом углерода. Данному характеристическому элементу и соответствуют наблюдаемые характеристические линии. Мы специально подчеркиваем это обстоятельство, так как в литературе, посвященной спектрам разветвленных парафинов [72, 73, 100], преобладает тенденция приписывать различным типам разветвлений самостоятельное значение как характеристическим структурным элементам. Мы вернемся к этому вопросу несколько позже, после анализа экспериментального материала.

Начнем с рассмотрения линий, принадлежащих к валентным полностью симметричным колебаниям углеродного остова. В табл. 12 и 13 приведены данные для этих линий. Как можно видеть, валентным полностью симметрич-

Таблица 12

Валентные полносимметричные колебания остова парафинов с одним третичным атомом углерода

	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	ΣI_{∞}	Литературная ссылка
Изобутан	—	—	—	—	—	795	10*	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—	[71, 114]
Изопентан	757 **	10	—	130	—	796	29	0,2	110	8	—	—	—	—	—	280	[1]
	764	44	0,4	—	5	815	38	0,2	120	6	894	8	—	70	25	250	[1]
2-Метилпентан	—	—	—	—	—	860	3	—	—	—	—	—	—	—	13	230	[1]
2-Метилгексан	—	—	—	—	—	823	15	—	80	13	874	8	0,3	80	—	—	—
2-Метилгептан	—	—	—	—	—	816	12	—	85	19	894	13	0,4	—	18	220	[1]
2-Метилоктан	—	—	—	—	—	825	9	—	55	16	879	4	—	—	—	—	[1]
	—	—	—	—	—	850	2	—	—	—	895	7	—	48	18	—	—
3-Метилпентан	750	28	—	85	6	816	23	—	55	3	878	2	—	—	—	240	[1]
3-Метилгексан	771	5	—	60	—	821	6	—	50	—	893	5	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	848	1	—	—	—	879	12	—	47	8	240	[1]
3-Метилгептан	762	5	—	40	—	821	8	—	60	20	882	7	0,8	55	20	240	[1]
	—	—	—	—	—	843	4	—	—	—	874	6	—	—	—	—	—
3-Метилоктан	772	5	—	28	—	821	2	—	55	—	895	11	—	80	20	290	[1]
	—	—	—	—	—	843	4	—	—	—	874	5	—	35	—	210	[1]
4-Метилпептан	—	—	—	—	—	821	7	—	85	—	886	5	—	85	—	275	[1]
	—	—	—	—	—	838	3	—	—	—	873	6	—	—	—	—	—
4-Метилоктан	—	—	—	—	—	812	2	—	—	—	890	3	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	836	4	0,4	44	—	874	5	0,4	—	—	—	—
3-Этилпентан	734	17	0,1	120	19	832	5	—	50	—	895	11	0,7	85	21	230	[1]
	—	—	—	—	—	847	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3-Этилгексан	749	4	—	50	—	823	7	—	50	19	888	10	—	80	22	290	[1]
3-Этилгептан	750	4	—	—	—	833	5	—	60	—	873	4	—	—	—	—	[1]
	—	—	—	—	—	848	1	—	—	—	899	7	—	60	24	210	—
4-Этилгептан	727	8	0,4	—	—	812	10	0,3	—	—	897	17	0,5	—	—	—	[60]
	773	7	0,4	—	—	848	10	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* По визуальной оценке.

** По данным Михайлова [103].

Таблица 13

Валентные полносимметричные колебания остова парафинов с двумя и тремя несмежными третичными атомами углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	$\Sigma I'_{\infty}$	Литературная ссылка
2,5-Диметилгексан	777	13	—	50	8	825 839	7 43	—	—	—	—	—	—	260	[1]
2,6-Диметилгептан	784	9	0,2	—	—	809 840	30 25	0,1 0,1	—	—	—	—	—	—	[60]
2,4-Диметилпентан	—	—	—	—	—	809	75	0,1	220	5	870	6	—	320	[1]
2,4-Диметилгексан	767	11	—	32	5	815 827	5 29	— 0,1	— 90	— 5,5	—	—	—	200	[1]
2,4-Диметилгептан	766	10	—	—	—	809 822 832	22 21 13	0,2	—	—	874 896	5 12	0,5	—	[100]
3,5-Диметилгептан	767	12	—	—	—	824	14	—	—	—	892	5	—	—	[60]
2-Метил-4-этилгексан	749	12	—	—	—	825	26	0,2	—	—	881	5	—	—	[60]
2,4-Диметилоктан	772	6	—	—	—	813 827	22 17	—	—	—	879 896	9 12	—	—	[100]
2,4-Диметилонан	759	4	—	—	—	814 833 840	14 7 7	—	—	—	884 896	4 5	—	—	[100]
2,4,6-Триметилгептан	795	11	—	—	—	811 824 836	31 31 24	—	—	—	865 895	8 6	—	—	[100]
2,4,7-Триметилоктан	—	—	—	—	—	815 835	29 19	—	—	—	875	4	—	—	[100]

ным колебаниям остова принадлежит та же область частот, как и в нормальных парафинах ($800\text{—}900\text{ см}^{-1}$), с той особенностью, что некоторые из рассматриваемых парафинов обладают также линиями в области меньших частот ($730\text{—}800\text{ см}^{-1}$). В большинстве случаев в рассматриваемой области спектра наблюдается у каждого парафина несколько линий, которые по своим параметрам (в особенности степени деполяризации) могут быть отнесены к полносимметричным. Можно думать, что здесь, как и в случае нормальных парафинов, играет роль наличие поворотных изомеров, каждому из которых может быть приписана одна из линий. С этим предположением согласуется тот факт, что суммарная интегральная интенсивность указанных линий (на 1 г моль) сохраняет свое значение при переходе от одного парафина к другому, причем среднее значение этой величины лишь немногим более соответствующей величины у нормальных парафинов.

Вопрос о поворотной изомерии разветвленных парафинов в настоящее время разработан значительно менее, чем в случае нормальных парафинов. Наиболее полные данные имеются для 2-метилбутана (изопентана) и 2,3-диметилбутана, спектры которых при разных температурах были изучены в работе Шепперда и Засса [101]. При охлаждении и затвердевании в спектрах комбинационного рассеяния этих углеводородов в противоположность н. парафинам не было обнаружено существенных изменений — лишь относительные интенсивности некоторых линий слегка изменились. Авторы работы [101] этот результат объяснили тем, что поворотные изомеры исследованных углеводородов обладают почти равной энергией и, следовательно, соотношение их концентраций слабо зависит от температуры. Они не исключают, однако, возможности второго крайнего случая — очень большой разности энергий изомеров, вследствие чего в жидкой фазе присутствует всегда лишь один изомер. В работе [102] Шепперд и Броун исследовали инфракрасные спектры 2-метилбутана и 2,3-диметилбутана в твердом состоянии и установили, что быстрое замораживание этих углеводородов приводит к их застекловыванию, причем спектры стекла и жидкости идентичны. При кристаллизации 2,3-диметилбутана было найдено, что его инфракрасный спектр резко упрощается. В спектре изопентана в указанной работе снова не было найдено резких изменений, и вопрос об экспериментальном доказательстве наличия поворотных изомеров для этого углеводорода снова остался открытым. Поэтому большой интерес представляет наблюдение, сделанное Михайловым [103], который обнаружил в спектре изопентана, снятом с большой дисперсией, в области валентных полносимметричных колебаний остова новую линию с частотой 757 см^{-1} . Эта линия в наблюдениях других авторов маскировалась близко расположенной сильной линией 764 см^{-1} (см. табл. 12). При охлаждении найденная Михайловым линия 757 см^{-1} исчезает.

Таким образом, существование поворотных изомеров в случае слабо разветвленных парафинов, несмотря на ограниченность экспериментального материала, не вызывает сомнений. Однако решить вопрос об их геометрической конфигурации и дать интерпретацию наблюдаемых линий без специальных расчетов очень трудно. Некоторые соображения можно высказать лишь о строении слабо разветвленных парафинов, обладающих довольно длинной цепочкой углеродных атомов вне разветвления. Для таких парафинов характерна линия в области $880\text{—}890\text{ см}^{-1}$, по своим параметрам полностью совпадающая с соответствующей линией нормальных парафинов. Эта линия появляется, если свободная цепочка вне разветвления имеет не менее двух групп CH_2 (см. Степанов [8]). По аналогии с н. парафинами, эту линию естественно приписать изомеру с плоской транс-конфигурацией углеродной цепочки. При наличии цепочки, имеющей по край-

ней мере три группы CH_2 , в этой области появляется вторая линия (см. табл. 12), с несколько меньшей частотой ($\sim 870 \text{ см}^{-1}$). Из тех же соображений аналогии с нормальными парафинами ее можно приписать «слабо изогнутому» изомеру.

Высказанное предположение означает, что валентные полносимметричные колебания остова слабо разветвленных парафинов с плоской или «слабо изогнутой» цепочкой достаточной длины очень мало отличаются от колебаний того же типа нормальных парафинов, т. е. наличие разветвления слабо сказывается на колебаниях подобных цепочек. С этой точки зрения плоская или слабо изогнутая цепочка достаточной длины (три-четыре звена или более) являются характеристическим структурным элементом. Влияние этого характеристического структурного элемента проявляется и на некоторых других линиях (см. ниже).

Наблюдающиеся в спектрах некоторых слабо разветвленных парафинов интенсивные сильно поляризованные линии в области $730\text{--}800 \text{ см}^{-1}$ (см. табл. 12 и 13) нам кажется естественным приписать наиболее симметричным поворотным изомерам соответствующих углеводородов. Предлагаемая Степановым ([8], т. II, стр. 380) интерпретация этих линий как ϕ -колебаний, усиленных из-за случайного резонанса частот, представляется нам маловероятной¹. С этой интерпретацией плохо согласуются наблюдаемые значения интенсивности и степени деполяризации данных линий, не отличающиеся по существу от соответствующих параметров полносимметричных линий, принадлежащих валентным колебаниям остова. Например, в случае 3-метилпентана линия 750 см^{-1} и в случае 3-этилпентана линия 734 см^{-1} имеют наибольшие значения интенсивностей из всех линий в рассматриваемой области (см. табл. 12). В случае 3-этилпентана представляется наиболее правдоподобным, что линия 734 см^{-1} является валентной полносимметричной линией изомера с осью симметрии 3-го порядка, на что указывает ее сильная поляризация.

То обстоятельство, что в зависимости от симметрии и особенностей строения поворотных изомеров положение и другие параметры линий, принадлежащих валентным полносимметричным колебаниям остова, существенно меняются, показывает, что эти линии не характеризуют третичный атом углерода. Этот вывод вполне согласуется с данными теоретических расчетов Степанова [8]. Согласно этим расчетам, характеристическими частотами для указанного структурного элемента являются частоты в области 950 , 1145 и 1170 см^{-1} . Расчет колебаний простейшей молекулы, обладающей третичным атомом углерода — изобутана, где третичный атом углерода выступает в наиболее чистом виде, привел Степанова к интерпретации линий этого углеводорода 965 и 1172 см^{-1} как дважды вырожденных, причем первая обусловлена в основном изменением углов β , а вторая — углов β и связей Q примерно в равной степени. В изопентане, согласно расчетам Степанова, каждая из указанных частот расщепляется на две: частота 965 см^{-1} на 909 и 954 см^{-1} , а частота 1172 см^{-1} на 1147 и 1177 см^{-1} . При последующем усложнении молекул частоты в области 1145 и 1170 см^{-1} не изменяются. Частоты в области 950 см^{-1} ведут себя более сложно: в молекулах, не обладающих третичными атомами углерода, стоящими на краю цепи, интенсивная частота $\sim 950 \text{ см}^{-1}$ исчезает; в молекулах с третичными атомами углерода, разделенными двумя звеньями цепочки, одна из частот 960 см^{-1} из-за резонансного взаимодействия расщепляется на две — 910 и 990 см^{-1} , вторая же сохраняется. Из этих общих правил имеются некоторые исключения (см. [8]).

¹ В интерпретации Степанова не учитывается возможность существования поворотных изомеров.

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 119

В табл. 14 и 15 приведены данные для указанных линий, причем для пяти углеводородов данные заимствованы из работы Татевского и соавторов [100]. Как можно видеть, найденные Степановым закономерности в общем довольно хорошо выполняются. Эти закономерности маскируются,

Таблица 14

Основные характеристические линии парафинов с одним третичным атомом углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	Литературная ссылка
Изобутан	966	16	dp	—	—	1169	15	dp	—	[114]
Изопентан	909	10	0,5	95	27	1147	8	0,7	95	[1]
	954	5	0,7	75	—	1177	8	0,6	110	
2-Метилпентан	942	4	—	—	—	1149	12	0,6	140	[1]
	958	12	0,6	90	—	1174	9	0,8	120	
2-Метилгексан	940	4	—	—	—	1144	10	0,6	80	[1]
	956	8	0,9	75	—	1172	8	0,7	—	
2-Метилгептан	952	8	0,8	80	—	1144	11	0,4	100	[1]
	963	8	—	—	—	1173	7	0,4	80	
2-Метилоктан	955	7	—	55	22	1143	7	0,9	95	[1]
						1172	4	—	—	
3-Метилпентан	952	13	0,6	100	—	1156	12	0,5	110	[1]
	966	13	—	—	—	1174	10	—	48	
	988	13	—	42	6					
3-Метилгексан	914	1	—	—	—	1150	11	0,6	120	[1]
	930	5	—	42	—	1173	5	—	—	
	983	7	—	60	20					
3-Метилгептан	908	4	—	—	—	1147	7	0,4	90	[1]
	961	4	—	90	—	1167	4	—	—	
	978	5	—	—	—					
3-Метилоктан	917	5	—	50	—	1145	6	0,5	90	[1]
	969	2	—	—	—	1164	6	—	—	
4-Метилгептан	910	6	—	100	—	1151	10	0,5	130	[1]
						1171	3	—	—	
4-Метилоктан	938	2	0,6	36	—	1142	8	0,8	100	[1]
						1161	5	—	—	
3-Этилпентан	903	13	0,88	140	—	1152	8	0,9	110	[1]
						1168	8	—	—	
3-Этилгексан	915	7	—	—	—	1157	9	0,6	120	[1]
	980	1	—	—	—					
3-Этилгептан	934	2	—	—	—	1154	7	—	100	[1]
	951	2	—	—	—					
4-Этилгептан	960	5	0,5	—	—	1154	12	0,6	—	[60]

однако, наличием в рассматриваемой области некоторого числа посторонних линий (в табл. 14 и 15 не включены наиболее слабые линии.). Из-за возможного переналожения линий разного происхождения затруднительно также дать определенное заключение о характеристичности интенсивностей и степени деполяризации линий. В частности, для рассматриваемых парафинов линия в области 1145 см^{-1} по значению степени деполяризации (около 0,7—0,8, см. табл. 15) существенно отличается от линии в той же спектральной области нормальных парафинов (со степенью деполяризации 0,4—0,5, см. табл. 11). Отсюда можно сделать вывод о различном происхождении указанных линий, что подтверждает данную им в том и другом случае интерпретацию. Однако при наличии длинной цепочки после разветвления (см. табл. 14) степень деполяризации линии 1145 см^{-1} за-

Таблица 15

Основные характеристические линии парафинов с двумя и тремя третичными атомами углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞	Литературная ссылка
2,5-Диметилгексан	907	7	0,7	—	—	1148	19	0,7	130	[1]
	941	7	—	—	—	1172	19	0,7		
	961	22	0,82	105	12					
2,6-Диметилгептан	909	5	0,6	—	—	1149	14	0,7	—	[60]
	953	16	1,0	—	—	1171	12	0,7		
	987	4	—	—	—					
2,5-Диметилгептан	907	7	0,9	—	—	1152	13	0,7	—	[60]
	954	9	1,0	—	—	1167	12	0,8		
2,4-Диметилгептан	922	12	0,4	65	14	1156	14	0,67	200	[1]
	957	17	1,0	100	15	1173	16			
	985	6	—	—	—					
2,4-Диметилгексан	907	14	0,8	45	6	1152	18	0,83	100	[1]
	955	19	0,8	55	5	1169	23			
	996	10	0,9	60	15					
2,4-Диметилгептан	915	3	—	—	—	1148	30	0,73	—	[100]
	935	5	—	—	—	1169	29			
	956	17	1,0	—	—					
	971	13	1,0	—	—					
	996	2	—	—	—					
3,5-Диметилгептан	936	5	—	—	—	1160	14	0,82	—	[60]
	987	16	0,6	—	—					
2-Метил-4-этилгексан	918	8	0,9	—	—	1164	13	0,79	—	[60]
	955	8	0,8	—	—					
2,4-Диметилоктан	919	9	—	—	—	1144	20	—	—	[100]
	956	15	—	—	—	1170	21	—		
	970	8	—	—	—					
	986	8	—	—	—					
2,4-Диметилнонан	928	7	—	—	—	1148	16	—	—	[100]
	956	13	—	—	—	1170	15	—		
	976	6	—	—	—					
	986	2	—	—	—					
2,4,6-Триметилгептан	917	9	—	—	—	1156	38	—	—	[100]
	956	34	—	—	—	1168	35	—		
	978	11	—	—	—					
	987	11	—	—	—					
2,4,7-Триметилоктан	915	12	—	—	—	1149	23	—	—	[100]
	956	23	—	—	—	1172	25	—		
	968	8	—	—	—					
	996	2	—	—	—					

метно падает, что можно объяснить наложением на нее линии цепочки с той же частотой, но более сильно поляризованной.

Для слабо разветвленных парафинов можно считать характерными также линии в области $1020\text{--}1080\text{ см}^{-1}$. Подобные линии проявляются вполне отчетливо только в спектрах парафинов, обладающих свободной цепочкой углеродных атомов. В спектрах парафинов, не имеющих такой цепочки, также наблюдаются в ряде случаев линии в области $1020\text{--}1080\text{ см}^{-1}$, однако значительно более слабые. По своим параметрам рассматриваемые линии в большинстве случаев аналогичны линиям в области 1070 см^{-1} нормальных парафинов¹. Частоты их также имеют тенденцию увеличи-

¹ В некоторых случаях в рассматриваемую область спектра попадают, по-видимому, линии другого происхождения, отличающиеся своей сильной поляризацией.

ваться по мере удлинения углеродной цепочки вне разветвления, приближаясь к частотам соответствующих линий нормальных парафинов. Все это дает основание приписать указанные линии колебаниям свободной углеродной цепочки. Интересно отметить заметное повышение интенсивности рассматриваемых линий при наличии в молекуле этильных групп.

В связи с тем, что спектры всех парафинов с изолированными третичными атомами углерода характеризуются в общем одним и тем же набором частот, большое значение имеет отыскание в этих спектрах признаков, которые облегчили бы распознавание различных типов разветвлений. В области полносимметричных колебаний и основных характеристических линий, как мы видели, существуют только два признака такого рода: наличие линий в области $870\text{--}890\text{ см}^{-1}$ и специфическое расщепление линий в области 950 см^{-1} . Оба признака не вполне надежны, так как отмеченные линии довольно слабы, а, с другой стороны, в рассматриваемые области спектра могут легко попасть посторонние линии.

Новые признаки, позволяющие составить более детальное представление о строении изучаемых молекул, удастся установить при использовании наряду с частотами других параметров комбинационных линий. Отметим, прежде всего, что повышение симметрии молекулы приводит обычно к уменьшению ширины полносимметричных линий. Таким образом, наличие в области частот полносимметричных колебаний резких и сравнительно узких линий, которые выделяются при фотографическом методе регистрации спектров также своей большой интенсивностью (в максимуме), свидетельствует обычно о высокой симметрии изучаемого соединения. В качестве примера можно привести спектры 3-этилпентана и других парафинов с этильной группой в боковой цепи (табл. 12) или 2,4-диметилпентана и других парафинов с разветвлениями в положениях 2,4 (табл. 13).

Для установления общего числа третичных атомов углерода в молекуле большое значение имеет интенсивность линий, принадлежащих группам CH_3 , CH_2 и CH . Валентным колебаниям этих групп посвящен отдельный раздел этой главы, поэтому здесь мы рассмотрим только две линии, в области 1340 и 1300 см^{-1} соответственно. Первая линия, согласно данным расчетов Степанова [8], принадлежит колебанию, в котором в основном меняется угол, образуемый группой C—H у разветвления со связями C—C остова. Поэтому можно ожидать, что интенсивность этой линии будет пропорциональна числу третичных атомов. Линия в области 1300 см^{-1} принадлежит координате ϕ группы CH_2 и вполне аналогична линии в той же области спектра нормальных парафинов. Интенсивность этой линии должна быть пропорциональна числу групп CH_2 в молекуле. Экспериментальные данные, подтверждая в общем эти заключения, указывают на некоторое своеобразие поведения рассматриваемых линий. Так, в спектрах парафинов с одним разветвлением линия 1340 см^{-1} заметно интенсивнее, когда разветвление находится на краю цепи. Далее, если группа CH_2 находится между двумя третичными атомами углерода, то интенсивность этой линии резко падает.

Таким образом, интенсивности линий 1340 см^{-1} и 1300 см^{-1} дают дополнительные указания о характере разветвлений.

Интересные заключения о положении разветвления в случае парафинов с одним третичным атомом углерода можно сделать на основании изучения линий, лежащих в области деформационных колебаний цепочки. Как указывалось в предыдущем параграфе, в случае н. парафинов длина цепочки и частота наиболее интенсивной, поляризованной и узкой линии в этой области спектра связаны однозначно. В случае разветвленных парафинов также обнаруживается закономерная связь между частотой деформационной линии (отличающейся наибольшей ин-

тенсивностью, наиболее сильно поляризованной и наиболее узкой) и числом атомов углерода m_C в наиболее длинной свободной цепочке, имеющейся в молекуле (в число m_C мы включаем атом C, от которого начинается разветвление). Как можно видеть из данных, приведенных в табл. 16, зависимость частоты указанной деформационной линии $\Delta\nu$ от числа m_C выражена вполне отчетливо. По-видимому, имеется также слабо выраженная зависимость частоты $\Delta\nu$ от полного числа n_C атомов углерода в цепочке, к которой привешен замещающий радикал: по мере увеличения n_C (при данном m_C) частота снижается. Другие особенности строения молекулы почти не проявляются на частоте рассматриваемой линии, что позволяет считать ее характерной для деформационных колебаний именно свободной цепочки.

Таблица 16

Деформационные полносимметричные колебания парафинов с одним третичным атомом углерода

Вещество	m_C	n_C	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
Изопентан	3	4	461	18	—	70	8	[1]
3-Метилпентан	3	5	445	25	—	50	—	[1]
3-Этилпентан	3	5	398	8	0,2	—	—	[1]
2-Метилпентан	4	5	325	13	0,3	60	11	[1]
			446	20	0,37	70	7	
3-Метилгексан	4	6	329	12	—	43	—	[1]
3-Этилгексан	4	6	316	7	—	—	—	[1]
4-Метилгептан	4	7	316	20	0,3	80	9	[1]
4-Этилгептан	4	7	318	20	0,4	—	—	[60]
2-Метилгексан	5	6	302	17	0,2	50	5	[1]
3-Метилгептан	5	7	298	8	—	60	—	[1]
3-Этилгептан	5	7	286	7	—	—	—	[1]
			303	7	—	—	—	
4-Метилоктан	5	8	286	13	0,6	—	—	[1]
2-Метилгептан	6	7	288	15	—	50	6,5	[1]
3-Метилоктан	6	8	262	5	—	—	—	[1]
2-Метилоктан	7	8	251	16	—	—	—	[1]

Не стремясь прецизировать рассматриваемую закономерность, мы можем выразить ее при помощи простой эмпирической формулы

$$\Delta\nu = \frac{a}{m_C + r}, \quad (9.1)$$

которая отличается от аналогичной формулы (8.1) для н. парафинов только заменой полного числа n_C атомов углерода их числом m_C в наиболее длинной свободной цепочке, имеющейся в молекуле. Для рассматриваемого типа разветвления (третичный атом углерода) $a = 3250$ $r = 6$, т. е.

$$\Delta\nu = \frac{3250}{m_C + 6}. \quad (9.2)$$

Интересно отметить, что для других типов разветвления число r не меняется, т. е. тип разветвления проявляется лишь в небольшом изменении числа a .

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 123

Зависимость (9.2) представлена на рис. 15 сплошной кривой. Как можно видеть, экспериментальные точки, начиная с $m_c = 4$, в среднем хорошо ложатся на эту кривую. Отмеченная выше слабо выраженная зависимость от числа n_c проявляется в том, что при данном m_c для больших n_c точки располагаются ниже, для меньших n_c — выше кривой. Эта дополнительная зависимость при малых m_c не существенна, но при больших m_c ее нужно учитывать при применении формулы (9.2) в структурном анализе, так как она приводит к некоторому перекрыванию интервалов $\Delta\nu$ для соседних m_c . Поэтому, применяя формулу (9.2), можно рекомендовать округлять получаемые значения m_c в большую сторону при малых n_c и в меньшую сторону при больших n_c .

Таким образом, используя всю совокупность данных по спектрам комбинационного рассеяния, можно составить довольно полное представление о строении парафинов с изолированными третичными атомами углерода.

В заключение отметим, что все характеристические линии рассмотренной группы парафинов однозначно объясняются наличием в них всего двух характеристических структурных элементов — третичного атома углерода и свободной цепочки углеродных атомов (вне разветвления). Различие типов разветвлений проявляется в деталях спектров, в основном — в численном значении некоторых параметров характеристических линий. Таким образом, те или иные комбинации разветвлений не играют роли, свойственной характеристическим структурным элементам — им не соответствует в спектрах какая-либо определенная устойчивая совокупность характеристических линий. Наибольшей специфичностью обладает разветвление, в котором третичные атомы разделены двумя звеньями цепочки. К углеводородам с этим типом разветвления относятся парафины с разветвлениями в положениях 2, 4, которым в основном посвящена работа [100]. Однако и здесь все сводится, по существу, к характерному расщеплению линии третичного атома углерода в области 950 см^{-1} . Поэтому считать этот тип разветвления новым характеристическим структурным элементом нет оснований.

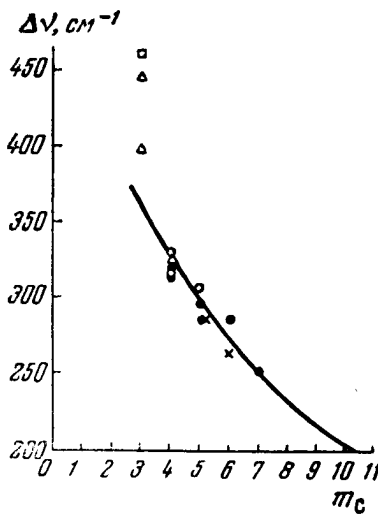


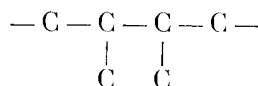
Рис. 15. Зависимость частоты деформационных колебаний остова в парафинах с третичными атомами углерода от длины цепочки и места разветвления

□ — $n_c = 4$; Δ — $n_c = 5$; ○ — $n_c = 6$;
● — $n_c = 7$; × — $n_c = 8$; сплошная кривая рассчитана по формуле (9.2)

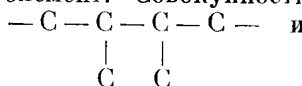
§ 10. Парафины со смежными третичными атомами углерода

Колебательные спектры парафинов, обладающих смежными третичными атомами углерода, существенно отличаются от спектров парафинов с изолированными третичными атомами, которым был посвящен § 9. При колебаниях подобных молекул стоящие рядом третичные атомы углерода сильно взаимодействуют между собой, в некоторой мере утрачивая свойства, присущие самостоятельным структурным единицам молекулы. Это обстоятельство проявляется в спектрах комбинационного рассеяния

в исчезновении характеристических линий изолированного третичного атома углерода и в появлении взамен нового устойчивого набора линий с характеристическими значениями параметров. Поэтому можно рассматривать разветвление типа



как новый характеристический структурный элемент. Совокупность частот, характеризующих разветвления



$\text{— C — C — C — C — C —}$, была указана Степановым [8]. Выделение раз-

ветвления — C — C — C — C — как особого структурного элемента мо-

лекул парафинов (и нафтенов) на основании присущего этому элементу набора линий с характеристическими значениями параметров было дано в наших работах [18, 19].

Поскольку ни в работах Степанова, ни в других известных нам работах детальный расчет парафинов со смежными третичными атомами углерода не производился, мы сочли необходимым провести подобный расчет для простейшего углеводорода этого типа — 2,3-диметилбутана [104]. Расчет проведен не только для наиболее симметричного транс-изомера, но и для других возможных поворотных изомеров.

Удовлетворительную интерпретацию наблюдаемых линий 2,3-диметилбутана удалось получить, только опираясь на предположение о существовании двух поворотных изомеров этого углеводорода. Таким образом, расчет полностью подтвердил указание на существование нескольких поворотных изомеров 2,3-диметилбутана, полученное на основании исследования инфракрасных спектров твердого вещества (см. § 9). Сопоставление данных расчета и эксперимента показало, что наиболее интенсивная, сильно поляризованная линия 728 см^{-1} должна быть отнесена к валентным симметричным колебаниям остова несимметричного изомера, конфигурация которого занимает промежуточное положение между цис-симметричной и транс-несимметричной конфигурациями. Вторую линию в этой области спектра, с частотой 756 см^{-1} , также довольно интенсивную и сильно поляризованную, нельзя приписать тому же самому изомеру. Эта линия естественно интерпретируется как линия валентных симметричных колебаний остова поворотного изомера с симметричной транс-конфигурацией.

Переходя к общей характеристике рассматриваемой группы парафинов, отметим, что сильное взаимодействие третичных атомов углерода между собой проявляется прежде всего в заметном смещении области частот валентных полносимметричных колебаний остова. Как видно из табл. 17, частоты этих колебаний у рассматриваемых парафинов лежат в основном в пределах $720\text{—}760 \text{ см}^{-1}$, т. е. по сравнению со слабо разветвленными парафинами смещены в среднем на 80 см^{-1} (ср. табл. 12 и 13). Вместе с тем обращает внимание значительная устойчивость частот полносимметричных колебаний этих углеводородов: у всех них в сравнительно узкой области $720\text{—}760 \text{ см}^{-1}$ имеется по крайней мере одна интенсивная и сильно поляризованная линия. Расщепление линий, лежащих в данной

Таблица 17

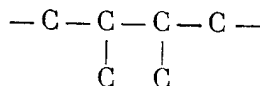
Валентные полносимметричные колебания парафинов со смежными третичными атомами углерода

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 125

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	I'_{∞}	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Sigma I'_{\infty}$	Литературная ссылка
2,3-Диметилбутан	728	39	0,09	150	8												310	[1]
2,3-Диметилпентан	756	13	0,2	90	19	310	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	250	[1]
	712	9	—	75	23		786	4	—	—	—	—	—	—	—	—		
	740	11	—	—	—	250	799	4	—	—	—	—	—	—	—	—		
2,3-Диметилгексан	752	15	—	100	—													
	719	6	—	45	20													
	755	10	—	—	—	160	789	4	—	—	—	850	4	—	—	—	240	[1]
	765	10	—	55	—							872	7	0,3	50	19		
2,3-Диметилгептан	714	5	0,5	—	—	—	793	4	—	—	—	872	10	0,6	—	—	—	[60]
	760	18	0,2	—	—	—	813	4	0,4	—	—	891	8	0,4	—	—	—	
2-Метил-3-этилпентан	718	11	—	100	26	160	822	9	0,2	48	13	—	—	—	—	—	240	
	735	2	—	—	—	—												
	771	2	—	—	—	—												
2-Метил-3-этилгексан	722	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	891	10	—	—	—	—	[60]
3,4-Диметилгексан	729	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	891	10	—	—	—	—	
	737	11	—	55	—	—	792	7	—	—	—	840	7	—	48	18	260	[1]
	749	12	—	—	—	180	801	6	—	—	—							
	762	8	—	60	—													
3,4-Диметилгептан	730	5	—	—	—	—	795	5	—	—	—	891	9	—	—	—	—	[60]
	751	10	—	—	—	—	845	7	—	—	—							
3-Метил-4-этилгексан	728	9	—	—	—	—	825	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
2,3,4-Триметилпентан	755	38	0,1	120	5,8	490	814	7	0,7	50	19	—	—	—	—	—	270	[1]
2,3,4-Триметилгексан	754	27	—	—	—	—	812	9	0,3	—	—	874	10	—	—	—	—	[60]
2,4-Диметил-3-этилпентан	715	4	—	70	—	120	792	7	—	60	24	—	—	—	—	—	230	[1]
	735	2	—	—	—	—	812	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2,3,5-Триметилгексан	731	9	—	—	—	—	820	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
	765	23	—	—	—	—												
2,4,5-Триметилгексан	732	8	—	—	—	—	773	4	—	—	—	844	4	—	—	—	—	[100]
	765	16	—	—	—	—	818	37	—	—	—	890	10	—	—	—	—	
2,3,6-Триметилгептан	727	7	—	—	—	—	825	16	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
	766	18	—	—	—	—												

области спектра, естественно объясняется, как указывалось выше, наличием поворотных изомеров.

Сравнительно небольшая величина расщеплений, а также смещений частот при переходе от одного парафина к другому указывает на слабое влияние структуры всей молекулы на полносимметричные колебания, которые таким образом характеризуют не столько молекулу в целом, сколько именно рассматриваемую группу. Таким образом, в отличие от нормальных и слабо разветвленных парафинов, полносимметричные линии в случае парафинов со смежными третичными атомами углерода являются характеристичными для локальной группы атомов — комплекса



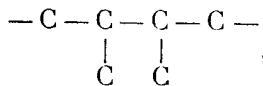
Этот результат, конечно, не случаен и связан с тем, что при наличии сильно взаимодействующей группы атомов конфигурация частей молекулы, удаленных от этой группы, мало влияет на ее колебания.

В ряде случаев в области $800-900 \text{ см}^{-1}$ в спектрах рассматриваемых парафинов наблюдаются линии, которые по своим параметрам могли бы быть отнесены также к полносимметричным (см. табл. 17; мы не включили в эту таблицу линии, которые по своей степени деполаризации явно не являются полносимметричными). При большой устойчивости колебаний комплекса, состоящего из смежных третичных атомов углерода, вряд ли можно объяснить появление всех указанных линий за счет того, что у некоторых поворотных изомеров колебания цепочки в целом не дают проявиться колебаниям комплекса. Такое объяснение можно было бы еще допустить для линий 822 см^{-1} 2-метил-3-этилпентана и некоторых сходных линий табл. 17. В отношении линий в области $870-890 \text{ см}^{-1}$, которые мы приписывали в случае нормальных и слабо разветвленных парафинов плоскому и слабо изогнутому изомерам, более естественно предположить, что здесь колебания комплекса $-C-C-C-C-$ и колебания свободной



цепочки так мало взаимодействуют, что проявляются в одной и той же молекуле как два разных полносимметричных колебания. Подобное явление имеет место, как будет видно из дальнейшего, и для некоторых других характеристических структурных элементов.

Интересно отметить, что суммарная интегральная интенсивность полносимметричных линий (на $1 \text{ г} \cdot \text{моль}$) для рассматриваемой группы парафинов сохраняет примерно ту же величину, как и для предыдущих групп. Интенсивность же линий в области $720-760 \text{ см}^{-1}$, характеризующих комплекс



не является строго характеристичной: по мере удлинения цепочки и увеличения числа разветвлений она немного, но систематически убывает. В этой связи можно отметить, что в исследованном нами специально с целью выяснения параметров указанных линий парафине высокого молекулярного веса — 7,8-диметилтетрадекане — эта линия уже едва заметна.

Согласно данным Степанова [8] и нашей работы [104], основными характеристическими линиями парафинов со смежными третичными атомами углерода являются линии 950 , 1160 и 1190 см^{-1} . Данные для этих

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 127

линий собраны в табл. 18. Как можно видеть, признаки, указанные Степановым, достаточно хорошо выполняются. Мы приводим также данные для линии около 1050 см^{-1} , не отмеченной в работах Степанова, которая нам представляется в достаточной мере характеристичной для рассматриваемого структурного элемента. Интересной особенностью этой линии является резкое падение ее интенсивности при появлении в молекуле помимо основного комплекса дополнительных разветвлений. Наоборот, при замене метильной группы этильной интенсивность этой линии резко возрастает (табл. 18).

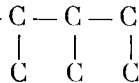
Таблица 18

Основные характеристические линии парафинов со смежными третичными атомами углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	Литературная ссылка	
2,3-Диметилбутан	932	17	0,57	180	—	1034	8	0,7	90	1163	11	0,62	100	[1]	
	943	17								1195	7	0,5	90		
	957	12								—	—	—	—		
2,3-Диметилпентан	955	9	0,62	150	—	1039	9	0,3	130	1162	10	0,6	130	[1]	
	967	10								1189	6	0,7	—		
2,3-Диметилгексан	937	8	0,9	55	16	1035	8	0,6	75	1160	10	0,7	95	[1]	
	956	9								1190	7	0,8	—		
	990	6								—	—	—	—		
2,3-Диметилгептан	926	10	0,6	—	—	1061	7	1,0	—	1159	8	0,8	—	[60]	
	954	3	—	—	—										
2-Метил-3-этилпентан	945	12	0,5	130	—	1042	18	0,5	210	1157	10	0,7	110	[1]	
	956	10								1186	6	0,5	—		
2-Метил-3-этилгексан	953	8	—	—	—	1052	18	0,5	—	1165	9	—	—	[60]	
3,4-Диметилгексан	953	7	—	50	19	1032	12	—	150	1161	9	—	75	[1]	
	991	9	—	—	1051					10	—	1182	7		—
3,4-Диметилгептан	931	4	—	—	—	1035	12	0,3	—	1166	9	0,8	—	[60]	
	969	8	0,4	—	—										
3-Метил-4-этилгексан	917	16	0,68	—	—	1046	27	0,50	—	1163	13	0,9	—	[60]	
	985	12	0,7	—	—										
2,3,4-Триметилпентан	930	12	0,70	100	—	1041	3	—	—	1160	10	0,61	100	[1]	
	955	12	0,79							1176	9				—
	999	11	0,4							1190	8				0,68
2,3,4-Триметилгексан	957	12	0,87	—	—	1029	7	—	—	1166	18	0,53	—	[60]	
	1000	8	—	—	—										
2,4-Диметил-3-этилпентан	938	14	0,61	180	—	1033	9	0,5	150	1162	8	—	120	[1]	
	954	13								1175	7				0,6
										1190	6				—
2,3,5-Триметилгексан	926	7	0,5	—	—	—	—	—	—	1164	18	0,6	—	[60]	
	957	20	0,89	—	—					1190	9	0,6	—		
2,4,5-Триметилгексан	926	9	—	—	—	1024	5	—	—	1160	19	—	—	[100]	
	956	24	—	—	—					1170	16	—	—		
	1001	10	—	—	—					1190	12	—	—		
2,3,6-Триметилгептан	930	13	0,7	—	—	1047	4	—	—	1168	13	0,9	—	[60]	
	953	12	0,7	—	—										

В работе Степанова [8] указываются дополнительные признаки, характеризующие наличие в молекуле трех смежных третичных атомов углерода. Основной особенностью такого комплекса, по Степанову, является расщепление частоты 1160 см^{-1} , с образованием в области $1160\text{—}1190\text{ см}^{-1}$ трех линий (вместо двух). Кроме того, Степанов указывает на появление

характерной для данного комплекса линии 999 см^{-1} . Данные, приведенные в табл. 18, позволяют заключить, что первый из этих признаков, по-видимому, оправдывается. Данные для 2,3,4-триметилгексана заимствованы из работы [60], в которой по условиям измерений три линии в области $1160\text{—}1190\text{ см}^{-1}$ могли бы оказаться неразрешенными. Поэтому тот факт, что в этой работе для 2,3,4-триметилгексана приводится только одна линия 1166 см^{-1} , не опровергает еще установленного Степановым признака. Второй из указанных им признаков, как можно судить на основании имеющихся данных, очень ненадежный. Линия с частотой $990\text{—}1000\text{ см}^{-1}$ отсутствует в спектре 2,4-диметил-3-этилпентана, где она должна бы была находиться, и имеется в спектрах 2,3-диметилгексана, 3,4-диметилгексана и 2,4,5-триметилгексана, где ее не должно быть. Поскольку спектры парафинов с двумя и тремя смежными третичными атомами углерода различаются всего лишь наличием одного добавочного расщепления линий, мы не выделяем разветвление типа



как отдельный характеристический структурный элемент.

§ 11. Парафины с четвертичными атомами углерода

Четвертичный атом углерода является структурным элементом, которому в спектрах комбинационного рассеяния парафинов соответствуют линии с ярко выраженной характеристичностью параметров [18, 19].

В области частот валентных полносимметричных колебаний остова четвертичному атому углерода принадлежат линии, резко выделяющиеся в спектре своей интенсивностью (табл. 19 и 20). Эти линии в большинстве случаев лежат в узкой спектральной области от 710 до 750 см^{-1} . Для нескольких наиболее симметричных молекул наблюдается смещение линий в область меньших частот ($670\text{—}700\text{ см}^{-1}$). Кроме того, парафины, обладающие двумя смежными четвертичными атомами углерода, выделяются тем, что для них линии полносимметричных колебаний остова перемещаются еще сильнее — в область $650\text{—}670\text{ см}^{-1}$.

Интегральная интенсивность рассматриваемых линий (на $1\text{ г}\cdot\text{моль}$) остается неизменной при переходе от одного парафина к другому при наличии в молекулах одного четвертичного атома и удваивается, если в молекуле имеется два четвертичных атома (см. табл. 19 и 20).¹ Этот факт показывает, что в данных парафинах полносимметричные колебания в значительной степени представляют собой колебания локальной группы атомов, связанных с четвертичным атомом углерода. Подобное явление имело место и в случае двух смежных третичных атомов углерода (см. § 10). Однако здесь оно выражено более отчетливо, по-видимому, вследствие силь-

ного взаимодействия атомов в комплексе $\begin{array}{c} \text{C} \\ | \\ \text{C} - \text{C} - \text{C} \\ | \\ \text{C} \end{array}$. Вместе с

тем интересно отметить, что интегральная интенсивность полносимметричных линий (на один четвертичный атом углерода) не сильно от-

¹ Для сопоставления мы использовали данные работ [60], пересчитанные к нашей шкале интегральных интенсивностей. Поскольку данные [60] для интенсивностей линий пропорциональны интегральным интенсивностям лишь для наиболее узких линий (см. [32]), то мы проводим сопоставление только для наиболее симметричных парафинов, где, как можно предполагать, линии являются достаточно узкими. Полученные путем пересчета данные (отмеченные в табл. 19 и 20 звездочками), вероятно, все же несколько занижены.

личается от суммарной интенсивности подобных линий других групп парафинов. Расщепление линий, принадлежащих четвертичному атому углерода, можно объяснить наличием поворотных изомеров.

Таблица 19

Валентные полносимметричные колебания остова парафинов с одним изолированным четвертичным атомом углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	I'_{∞}	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	Литературная ссылка
Тетраметилметан	733	25	p	—	—	—	—	—	—	—	—	[107]
* 2,2-Диметилбутан ¹	712	100	0,02	310	3,8	350	—	—	—	—	—	[1]
* 2,2-Диметилпентан	746	80	0,05	240	8,8	360	881	19	0,61	110	15	[1]
* 2,2-Диметилгексан	733	9	—	60	—	—	876	10	0,44	—	—	[1]
	748	28	0,13	110	9,8	280	894	10	0,30	55	—	[1]
2,2-Диметилгептан	750	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
* 3,3-Диметилпентан	695	75	0,05	250	6,5	360	707	18	—	—	—	[1]
3-Метил-3-этилпентан	679	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[1]
	686	50	—	240	—	380	—	—	—	—	—	[1]
3,3-Диэтилпентан	664	27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
	684	35	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
	715	34	—	—	—	—	857	8	—	—	—	[1]
3,3-Диметилгексан	724	34	—	140	—	220	878	11	—	60	—	[1]
	732	34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[1]
* 3-Метил-3-этилгексан	707	46	0,09	240	19	420	879	12	0,5	—	—	—
3,3-Диметилгептан	724	38	—	—	—	—	884	14	—	—	—	[60]
4,4-Диметилгептан	753	30	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
5,5-Диметилундекан	757	8	—	60	20	150	878	13	—	—	—	[1]
							894	14	—	70	—	[1]
* 2,2,4-Триметилпентан	746	120	0,02	230	3,8	380	827	6	—	65	30	[1]
2,2,4-Триметилгексан	744	60	—	—	—	—	827	9	—	—	—	[60]
2,2,4-Триметилгептан	750	36	0,1	—	—	—	833	8	0,4	—	—	[60]
							870	13	0,6	—	—	[60]
2,2,4-Триметилоктан	744	33	0,1	—	—	—	878	12	0,5	—	—	[60]
							898	17	0,6	—	—	[60]
2,2-Диметил-4-этилгексан	739	42	—	—	—	—	835	9	—	—	—	[60]
							862	9	—	—	—	[60]
2,2,5-Триметилгексан	746	31	—	—	—	—	828	34	0,2	—	—	[60]
2,2,6-Триметилгептан	745	33	—	—	—	—	810	16	—	—	—	[60]
							833	8	—	—	—	[60]
2,2,4,6-Тетраметилгептан	741	43	0,09	—	—	—	812	22	0,1	—	—	[60]
2,4,4-Триметилгексан	721	49	0,1	—	—	—	822	10	0,2	—	—	[60]
							871	7	0,4	—	—	[60]
2,2,4,5-Тетраметилгексан	748	34	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
	772	27	0,1	—	—	—	793	9	—	—	—	[60]

¹ Звездочками отмечены вещества, для которых значения ρ и δ брались по данным наших измерений.

В спектрах парафинов, обладающих четвертичными атомами углерода и более или менее длинной свободной цепочкой углеродных атомов, наблюдаются во многих случаях поляризованные линии также в области 800—900 см^{-1} . Подобные линии можно приписать полносимметричным колебаниям остова, в которых основную роль играет цепочка углеродных ато-

Таблица 20

Валентные полносимметричные колебания остова парафинов с четвертичными атомами, имеющими смежные разветвления

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	I'_∞	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
* 2,2,3-Триметилбутан ²	688	75	0,03	330	8,3	490	—	—	—	—	—	[1]
* 2,2,3-Триметилпентан	716	50	0,04	250	7,7	390	891	16	0,3	85	13	[1]
2,2,3-Триметилгексан	720	39	0,2	—	—	—	880	17	0,4	—	—	[60]
2,2-Диметил-3-этилпентан	727	18	—	—	—	—	789	9	—	—	—	[60]
							851	4	—	—	—	
2,3,3-Триметилпентан	674	55	0,1	180	—	280	—	—	—	—	—	[1]
	689	34	—									
2,3,3-Триметилгексан	691	44	0,1	—	—	—	894	16	0,5	—	—	[60]
	709	21	0,2	—	—	—	881	10	0,6	—	—	[60]
3,3,4-Триметилгексан	704	60	0,21	—	—	—						
2,3,3,4-Тетраметилпентан	671	90	0,06	—	—	—	786	8	—	—	—	[60]
							872	16	—	—	—	
2,2,3,4-Тетраметилпентан	712	80	0,09	—	—	—	864	31	0,4	—	—	[60]
2,2,3,4-Тетраметилгексан	714	48	0,1	—	—	—	851	16	0,5	—	—	[60]
2,2,3,5-Тетраметилгексан	724	48	0,2	—	—	—	819	30	0,3	—	—	[60]
2,2,3,5,6-Пентаметилгексан	720	16	0,2	—	—	—	775	14	—	—	—	[60]
	743	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[60]
2,2,3,5,5-Пентаметилгексан	753	80	0,1	—	—	480 ¹						
2,2,4,4-Тетраметилпентан	731	120	0,06	—	—	600 ¹	875	27	0,42	—	—	[60]
2,2,4,6,6-Пентаметилгептан	757	80	0,08	—	—	500 ¹	—	—	—	—	—	[60]
2,2,4,4,6-Пентаметилгептан	729	70	0,1	—	—	440 ¹	825	12	0,3	—	—	[60]
2,2,3,3-Тетраметилбутан	646	60	0,10	—	—	—	878	19	0,44	—	—	[1]
2,2,3,3-Тетраметилпентан	658	120	0,09	—	—	570 ¹	—	—	—	—	—	[60]
2,2,3,3-Тетраметилгексан	675	80	0,1	—	—	450 ¹	860	38	0,47	—	—	[60]
3,3,4,4-Тетраметилгексан	658	100	0,09	—	—	570 ¹	—	—	—	—	—	[60]

¹ Пересчитано по данным [60].

² Звездочками отмечены вещества, для которых значения ρ и δ брались по данным наших измерений.

мов¹. Вследствие большой характеристичности четвертичного атома углерода как структурного элемента молекулы вряд ли можно предполагать, что в некоторых поворотных изомерах колебания этого комплекса заменяются колебаниями другого комплекса или молекулы в целом. Более

¹ В табл. 19 и 20 не включены линии в области 800—900 cm^{-1} , по степени деполяризации явно не относящиеся к полносимметричным. По отношению к ряду линий в этой области спектра, для которых значения ρ неизвестны, отнесение их к полносимметричным, конечно, условно.

правдоподобным кажется, что в подобных сложных молекулах проявляются два (или несколько) полносимметричных колебания одного и того же изомера, каждое из которых характеризует свой комплекс атомов.

Полносимметричные линии четвертичного атома углерода выделяются своей сравнительно небольшой шириной (см. табл. 19 и 20). Этот факт был использован нами для решения одной практической задачи [19] (см. также [1], гл. VI). Отметим, что ширина данных линий имеет тенденцию возрастать при увеличении длины цепочки замещающих радикалов, что особенно явно обнаруживается на примере спектра 5,5-диметилундекана (линия 757 см^{-1}). Повышение симметрии молекулы и появление новых разветвлений, наоборот, приводит к уменьшению ширины полносимметричных линий (см. например, линию 746 см^{-1} 2,2,4-триметилпентана). Изменение ширины рассматриваемых линий происходит обычно параллельно с изменением степени деполяризации. Указанные три закономерности изменения ширины полносимметричных линий проявляются в спектрах и других классов углеводородов, обладающих структурными элементами с сильно выраженными характеристическими свойствами. В них проявляется некоторая общая закономерность, подробное обсуждение которой будет проведено отдельно (в гл. VI), с привлечением более обширного материала.

Наряду с полносимметричными линиями, для парафинов с четвертичными атомами углерода весьма характерны также линии в области 925 и $1200\text{—}1250\text{ см}^{-1}$. Данные для этих линий приведены в табл. 21 и 22. Что касается интерпретации указанных линий, то даже для простейшего парафина рассматриваемого типа — тетраметилметана — в литературе имеются большие разногласия. Основной спор идет около вопроса о том, какую из двух линий — 925 или 1250 см^{-1} приписать трижды вырожденным колебаниям остова (см. например, [107]). В связи с ненадежностью расчетов, основанных главным образом на применении упрощенной модели тетраметилметана, в которой каждая группа CH_3 заменяется одним атомом, было предпринято детальное исследование спектров комбинационного рассеяния и инфракрасных спектров тетраметилметана, его полностью и частично замещенных дейтеропроизводных, а также $\text{Si}(\text{CH}_3)_4$ и сходных молекул [107]. В настоящее время большинство авторов приписывают линию 925 см^{-1} трижды вырожденным колебаниям остова, а линию 1250 см^{-1} деформационным колебаниям CH . Согласно детальным расчетам Степанова [83] и данным нашего расчета (см. § 6), линии 925 и 1250 см^{-1} тетраметилметана обе являются трижды вырожденными. При этом по данным [8] в результате сильного взаимодействия координат Q и β_{CH_3} в обоих колебаниях сильно изменяются и координаты Q и координаты β_{CH_3} .

Рассмотрение экспериментального материала, приведенного в табл. 21 и 22, показывает, что частота 1250 см^{-1} устойчиво проявляется в спектрах лишь тех парафинов, которые имеют при четвертичном атоме три свободные метильные группы. Сюда относятся все парафины с четвертичным атомом на краю цепочки и добавочными разветвлениями в положении 4 или дальше. Если четвертичный атом находится в середине цепочки, то частота 1250 см^{-1} совсем не наблюдается. Если же при положении четвертичного атома на краю цепочки рядом находится «мешающее» разветвление, то эта частота иногда проявляется, но не устойчиво, а в большинстве случаев уменьшается на $10\text{—}15\text{ см}^{-1}$. При этом для разветвления типа 2, 2, 3 (при отсутствии других разветвлений) характерно появление в области $1200\text{—}1250\text{ см}^{-1}$ трех линий.

Положение второй линии (около 925 см^{-1}) значительно более устойчиво. Существенная аномалия наблюдается только в одном случае —

Таблица 21

Трижды вырожденные колебания парафинов с одним изолированным четвертичным атомом углерода

Вещество	Δ	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
Тетраметилметан	921	40	dp	—	—	1249	60	dp	—	—	[107]
2,2-Диметилбутан	929	19	0,76	160	20	1218	13	0,86	160	—	[1]
						1254	11	0,76	130	—	
2,2-Диметилпентан	927	22	0,70	180	23	1208	18	0,56	200	—	[1]
						1248	15	0,64	150	—	
2,2-Диметилгексан	910	14	0,60	140	—	1203	11	0,56	130	—	[1]
	931	17	0,7	—	—	1250	19	0,79	120	17	
2,2-Диметилгептан	930	18	0,78	—	—	1202	9	0,7	—	—	[60]
						1251	13	0,5	—	—	
3,3-Диметилпентан	913	14	0,76	110	22	1196	10	0,85	130	—	[1]
	934	11	0,8	100	26	1220	10	0,8	—	—	
						1240	8	0,8	—	—	
3,3-Диметилгексан	912	11	0,9	90	23	1191	10	0,76	110	—	[1]
	935	8	—	75	—	1215	8	—	—	—	
						1233	10	—	—	—	
3-Метил-3-этилпентан	880	20	0,80	180	26	1194	10	0,7	—	—	[1]
	958	12	1,0	100	23	1214	6	—	—	—	
						1230	6	—	—	—	
3,3-Диэтилпентан	909	20	0,92	—	—	—	—	—	—	—	[60]
3-Метил-3-этилгексан	939	4	—	—	—	1229	7	0,7	—	—	[60]
3,3-Диметилгептан	939	10	—	—	—	1200	10	0,7	—	—	[60]
4,4-Диметилгептан	915	9	0,6	—	—	1211	14	0,67	—	—	[60]
	933	8	0,9	—	—	—	—	—	—	—	
5,5-Диметилундекан	911	11	—	—	—	1214	3	—	—	—	[1]
	935	7	—	42	15	1243	6	—	—	—	
2,2,4-Триметилпентан	929	23	0,82	160	19	1207	13	0,76	130	30	[1]
						1250	14	0,76	110	22	
2,2,4-Триметилгексан	927	22	0,82	—	—	1210	14	0,4	—	—	[60]
						1250	14	0,6	—	—	
2,2,4-Триметилгептан	926	21	0,87	—	—	1202	9	0,7	—	—	[60]
2,2,4-Триметилоктан	926	18	1,0	—	—	1204	10	0,8	—	—	[60]
						1252	9	0,7	—	—	
2,2-Диметил-4-этилгексан	926	23	0,95	—	—	1205	12	0,81	—	—	[60]
						1245	13	0,98	—	—	
2,2,5-Триметилгексан	917	25	0,81	—	—	1206	16	0,6	—	—	[60]
	929	23	0,85	—	—	1257	16	0,78	—	—	
2,2,6-Триметилгексан	923	21	0,75	—	—	1201	12	0,7	—	—	[60]
						1249	14	0,7	—	—	
2,2,4,6-Тетраметилгептан	924	18	0,9	—	—	1201	9	0,6	—	—	[60]
						1253	10	0,9	—	—	
2,4,4-Триметилгексан	931	18	0,7	—	—	1205	13	0,6	—	—	[60]
						1229	8	0,6	—	—	
2,2,4,5-Тетраметилгексан	928	26	0,84	—	—	1206	13	0,6	—	—	[60]
						1250	13	0,9	—	—	

у 3-метил-3-этилпентана рассматриваемая линия расщепляется на две — 880 и 958 см^{-1} . У очень симметричной молекулы 3,3-диэтилпентана эта линия имеет пониженную частоту (909 см^{-1}), однако здесь скорее не аномалия, а проявление общей закономерности понижения характеристических частот при повышении симметрии молекулы. В ряде случаев

Т а б л и ц а 22

Трижды вырожденные колебания парафинов с четвертичными атомами углерода, имеющими смежные разветвления

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_{∞}	Литературная ссылка
2,2,3-Триметилбутан	919 927	36 33	0,65	280	—	1209 1224 1254	8 13 12	— 0,86 0,82	70 170 140	[1]
2,2,3-Триметилпентан	927	26				1201 1219 1244	11 13 11	— 0,82 1,0	— 120 100	[1]
2,2,3-Триметилгексан	924	26				1209 1223 1239	13 13 13	0,7 0,82 0,9	— — —	[60]
2,2-Диметил-3-этилпентан	925	35	0,64	—	—	1201 1226 1235	12 16 16	0,6 0,79 0,5	— — —	[60]
3,3,4-Триметилгексан	916	14	0,68	—	—	1211	20	0,68	—	[60]
2,3,3-Триметилпентан	930	38	0,66	160	10	1210 1233	14 10	0,7 0,9	100	[1]
2,3,3-Триметилгексан	928 950	22 12	0,74 0,8	— —	— —	1210 1230	14 12	0,9 0,9	— —	[60]
2,3,3,4-Тетраметилпентан	922 956	50 10	0,55 0,6	— —	— —	1227	26	0,68	—	[60]
2,2,3,4-Тетраметилпентан	922	35	0,71	—	—	1227 1244	20 17	1,0 0,68	— —	[60]
2,2,3,4-Тетраметилгексан	926	21	0,7	—	—	1214 1243	16 13	0,6 0,9	— —	[60]
2,2,3,5-Тетраметилгексан	926 959	27 21	0,54 0,9	— —	— —	1205 1246	16 20	0,8 0,7	— —	[60]
2,2,3,5,6-Пентаметилпентан	927 950	30 18	0,82 0,9	— —	— —	1226 1243	13 12	0,9 0,9	— —	[60]
2,2,3,5,5-Пентаметилгексан	924 951	42 10	0,89 0,7	— —	— —	1211 1255	21 20	0,80 0,85	— —	[60]
2,2,4,4-Тетраметилпентан	920	46	0,73	—	—	1249	55	0,73	—	[60]
2,2,4,6,6-Пентаметилпентан	924	35	0,84	—	—	1209 1248	20 23	0,7 0,83	— —	[60]
2,2,4,4,6-Пентаметилпентан	919 952	23 16	0,87 0,95	— —	— —	1214 1245	14 16	0,88 1,0	— —	[60]
2,2,3,3-Тетраметилбутан	922	16	0,51	—	—	1238 1253	14 11	0,74 0,93	— —	[1]
2,2,3,3-Тетраметилпентан	919	46	0,95	—	—	1239	42	0,79	—	[60]
2,2,3,3-Тетраметилгексан	920	38	0,89	—	—	1229 1239	42 40	0,65 0,78	— —	[60]
3,3,4,4-Тетраметилгексан	914 926	22 33	0,76 0,82	— —	— —	1216 1237	27 18	0,77 0,82	— —	[60]

наблюдается расщепление рассматриваемой линии. Степанов считает [8] подобное расщепление на две компоненты (910 и 940 см^{-1}) характерным признаком положения четвертичного атома не на краю цепи. Как можно видеть, этот признак выполняется не очень строго. С другой стороны, такое же расщепление наблюдается иногда у парафинов с четвертичным атомом на краю цепи. Поэтому при использовании данного признака для заключений о строении молекулы необходимо соблюдать осторожность.

На основании проведенного рассмотрения экспериментального материала можно заключить, что линия 925 см^{-1} более соответствует отношению ее колебаниям остова, чем линия 1250 см^{-1} . Последняя линия явно связана с наличием групп CH_3 при четвертичном атоме, и, следовательно, в ее образовании значительную роль играет изменение углов, образованных связью $\text{C}-\text{C}$ и связями $\text{C}-\text{H}$ групп CH_3 . Эти выводы хорошо согласуются с результатами работы [107], о которых говорилось выше, и результатами нашего расчета (см. § 6).

Таблица 23

Характеристические линии третичных атомов в спектрах парафинов, обладающих одновременно четвертичными атомами углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	Литературная ссылка
2,2,4-Триметилпентан	955	4	0,9	1173	3	0,8	[1]
2,2,4-Триметилгексан	—	—	—	1161	5	—	[60]
2,2,4-Триметилгептан	963	4	0,8	1158	4	—	[60]
2,2,4-Триметилоктан	—	—	—	1147	3	1,0	[60]
2,2-Диметил-4-этилгексан	933	4	—	1150	4	—	[60]
2,2,5-Триметилгексан	958	12	0,8	—	—	—	[60]
2,2,6-Триметилгептан	—	—	—	—	—	—	[60]
2,4,4-Триметилгексан	978	4	—	1172	8	0,8	[60]
2,2,4,6,6-Пентаметилгептан	—	—	—	—	—	—	[60]
2,2,4,4,6-Пентаметилгептан	952	16	0,95	1146	8	0,7	[60]
	972	7	0,9	1171	12	0,6	
2,2,4,6-Тетраметилгептан	954	12	0,9	1166	8	0,6	[60]
2,2,4,5-Тетраметилгексан	950	16	0,7	1148	7	—	[60]
2,2,3-Триметилбутан	959	0	—	1159	1	—	[1]
2,2,3-Триметилпентан	975	12	0,5	—	—	—	[1]
2,2,3-Триметилгексан	—	—	—	—	—	—	[60]
2,2-Диметил-3-этилпентан	—	—	—	—	—	—	[60]
3,3,4-Триметилгексан	977	16	0,7	1192	13	—	[60]
2,3,3-Триметилпентан	959	4	—	1196	14	—	[1]
2,3,3-Триметилгексан	950	12	0,8	1191	9	0,9	[60]
2,2,3,5-Тетраметилгексан	959	21	0,9	1176	12	0,7	[60]
2,2,3,5,5-Пентаметилгексан	951	10	0,7	1188	16	0,90	[60]
2,2,3,5,6-Пентаметилгептан	950	18	0,9	1161	7	0,6	[60]
2,3,3,4-Тетраметилпентан	956	10	0,6	1186	9	—	[60]
2,2,3,4-Тетраметилпентан	993	12	—	1186	8	0,9	[60]
2,2,3,4-Тетраметилгексан	962	10	0,5	—	—	—	[60]
	987	8	0,7	—	—	—	
	999	9	0,5	—	—	—	

В спектрах рассматриваемых парафинов, наряду с линиями четвертичного атома углерода, наблюдаются также линии других структурных элементов — свободной углеродной цепочки и третичных атомов углерода. В табл. 23 приводятся данные для линий, характеристичных для третичных атомов углерода. Обращает внимание значительное уменьшение интенсивности этих линий. Во многих случаях подобные линии вообще не обнаруживаются. Таким образом, «сильный» характеристический элемент — четвертичный атом углерода как бы «подавляет» более слабые структурные элементы — третичный атом углерода и смежные третичные атомы. Необходимо отметить, что отнесение линий, помещенных в табл. 23,

к третичным атомам несколько условно. Не исключено, что в рассматриваемые области спектра могут попасть линии совсем другого происхождения. Об этом свидетельствует то, что в некоторых случаях подобные (слабые) линии наблюдаются в спектрах молекул, совсем не имеющих третичных атомов углерода. Мы, однако, считали важным привести возможно более полно данные для рассматриваемой области, чтобы продемонстрировать несомненное нарушение аддитивности спектров: при наличии в молекуле нескольких характеристических элементов линии одного из них проявляются так, как если бы других структурных элементов в молекуле не было, а линии других характеристических структурных элементов оказываются очень ослабленными и даже совсем исчезают. Подобное нарушение аддитивности, часто проявляющееся в спектрах сложных молекул, обладающих неэквивалентными по «силе» характеристическими структурными элементами, мы для краткости и называем «подавлением» одних характеристических структурных элементов другими. При удлинении цепочки, появлении дополнительных разветвлений и т. п., когда колебания основного характеристического элемента нарушаются, получают большую возможность проявиться колебания дополнительных структурных элементов. В результате их линии обнаруживаются более отчетливо. Как будет видно из дальнейшего, сходные явления наблюдаются и в других группах углеводородов.

Перейдем к рассмотрению линий, принадлежащих деформационным колебаниям остова. В спектре тетраметилметана имеются две такие линии — трижды вырожденная с частотой 415 см^{-1} , довольно слабая, и дважды вырожденная с частотой 335 см^{-1} , значительно более интенсивная. В спектре 2,2-диметилбутана первая линия сохраняется, вторая же расщепляется на две, с частотами 340 и 362 см^{-1} . При дальнейшем усложнении молекул парафинов с четвертичными атомами углерода линии в области $410\text{—}420\text{ см}^{-1}$ и $330\text{—}350\text{ см}^{-1}$ в ряде случаев сохраняются (см. табл. 24, столбцы 3—12). При этом, однако, спектр в области деформационных колебаний в целом значительно усложняется. Особенно знаменательно, что появляются интенсивные и сильно поляризованные линии того же типа, которые наблюдались в спектрах нормальных и слабо разветвленных парафинов. Частота этих линий при удлинении свободной цепочки понижается с точным соблюдением закономерности, установленной ранее для третичных атомов (см. § 9). Частота наиболее интенсивной, поляризованной и узкой деформационной линии (столбцы 13—17, табл. 24) связана с длиной цепочки формулой

$$\Delta\nu = \frac{a}{m_C + 6}, \quad (11.1)$$

где $a = 3350$, m_C — число атомов углерода в наиболее длинной свободной цепочке (включая атом разветвления). Эта эмпирическая закономерность, интересная с точки зрения установления положения четвертичного атома в молекуле, представлена на рис. 16 сплошной линией.

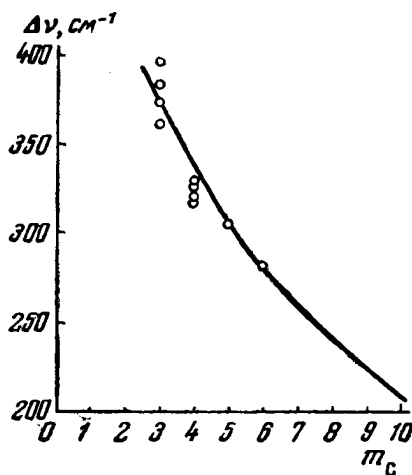


Рис. 16. Зависимость частоты деформационных колебаний остова парафинов с четвертичными атомами углерода от длины свободной цепочки

Таблица 24

Деформационные колебания парафинов с одним четвертичным атомом углерода

Вещество	m_c	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞		$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
Тетраметилметан	—	415	4	dp	—	—	335	22	dp	—	—	—	—	—	—	—	[107]
2,2-Диметилбутан	3	411	3	—	—	—	340	9	0,8	48	13	362	12	0,5	60	12	[1]
3,3-Диметилпентан	3	411	7	—	36	12	347	8	0,5	28	7	374	9	0,5	46	12	[1]
3-Метил-3-этилпентан	3	409 424	13 8	— —	65 —	12 —	354	4	—	36	—	384	9	—	55	16	[1]
3,3-Диэтилпентан	3	—	—	—	—	—	362	8	—	—	—	398	50	0,21	—	—	[60]
2,2-Диметилпентан	4	429	3	—	—	—	338 346	18 18	0,56	100	—	320	12	—	100	—	[1]
3,3-Диметилгексан	4	420	3	—	—	—	342 368	8 11	— —	— 45	— 9	325	15	—	42	4,7	[1]
3-Метил-3-этилгексан	4	413	4	—	—	—	369	9	—	—	—	330	20	0,3	—	—	[60]
4,4-Диметилгептан	4	—	—	—	—	—	343	22	0,4	—	—	318	30	0,3	—	—	[60]
2,2-Диметилгексан	5	416	0	—	—	—	340	8	0,7	37	11	304	19	0,4	70	8	[1]
3,3-Диметилгептан	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	305	21	—	—	—	[60]
2,2-Диметилгептан	6	414	3	—	—	—	348	4	—	—	—	283	9	—	—	—	[60]

Интерпретация линий в области деформационных колебаний для парафинов, обладающих кроме четвертичных атомов другими типами разветвлений, без проведения специальных расчетов затруднительна. Мы отметим лишь одну особенность спектров парафинов, обладающих смежными четвертичным и третичным атомами углерода. Для этих спектров характерно наличие линии в области $520\text{--}530\text{ см}^{-1}$ (табл. 25). Отмеченный признак

Таблица 25

Деформационные колебания парафинов со смежными третичными и четвертичными атомами углерода

Вещество	$\Delta \nu$	I_0	ρ	I_{∞}	δ	Литературная ссылка
2,2,3-Триметилбутан	525	9	—	55	16	[1]
2,2,3-Триметилпентан	529	18	—	70	8,4	[1]
2,2,3-Триметилгексан	528	12	0,2	—	—	[60]
2,2-Диметил-3-этилпентан	533	22	—	—	—	[60]
2,2,3,5-Тетраметилгексан	528	9	—	—	—	[60]
2,2,3,5,5-Пентаметилгексан	537	26	0,20	—	—	[60]
2,2,3,5,6-Пентаметилгептан	—	—	—	—	—	[60]
3,3,4-Триметилгексан	532	7	0,8	—	—	[60]
2,3,3-Триметилгексан	—	—	—	—	—	[60]
2,2,3,4-Тетраметилпентан	516	12	—	—	—	[60]
2,2,3,4-Тетраметилгексан	517	12	—	—	—	[60]
2,3,3,4-Тетраметилпентан	—	—	—	—	—	[60]

выступает совершенно отчетливо у парафинов, имеющих указанное разветвление на конце молекулы и не содержащих других разветвлений. В сложных молекулах этот признак в ряде случаев не проявляется, однако в сочетании с другими признаками он может принести пользу при структурном анализе неизвестных парафинов.

§ 12. Валентные колебания СН в спектрах парафинов

Область валентных колебаний СН представляет большой интерес с точки зрения изучения строения молекул и молекулярного анализа. Однако эта область остается сравнительно плохо изученной.

В настоящем параграфе приводятся результаты экспериментального и теоретического исследования спектров комбинационного рассеяния и инфракрасных спектров в области валентных колебаний СН некоторых парафинов. Экспериментальное изучение данной области спектра связано с большими трудностями, так как сюда попадает большое число близко расположенных и частично перекрывающихся линий. Поэтому изучение спектров комбинационного рассеяния проводилось нами при помощи спектральных приборов с большой дисперсией. Кроме того, широко использовались измерения в поляризованном свете, дававшие возможность разделить линии, имеющие разную поляризацию (см. § 4).

Вследствие слабого взаимодействия валентных колебаний СН с другими колебаниями спектры углеводородов в рассматриваемой области аддитивно слагаются из спектров отдельных групп CH_3 , CH_2 и CH , входящих в состав данного соединения. Поэтому при исследовании спектров прежде всего встает вопрос об отнесении наблюдаемых линий к той или

иной группе. Решить этот вопрос чисто теоретически, на основе расчета частот, невозможно: из-за близости частот точность расчета оказывается недостаточной для надежной интерпретации. Кроме того, число наблюдаемых линий обычно превосходит число линий, предсказываемых теорией. Вследствие этого для интерпретации наблюдаемых линий существенное значение имеет сопоставление всей совокупности их параметров в ряду близких между собой соединений. Этот метод исследования позволяет провести достаточно убедительное отнесение линий в рассматриваемой области спектра к той или иной группе (см. [14]).

Таблица 26

Валентные колебания СН нормальных парафинов

Вещество		Интерпретация						
		CH ₃	(CH ₂) II	CH ₂	CH ₂	CH ₃	—	CH ₂
		вырожд.	симм.	симм.	анти-симм.	симм.		обертон
н. Пентан	$\Delta \nu$	2967	2938	2915	2900	2879	2864	2853
	I'	170	250	220	210	310	210	150
	ρ	0,90	0,00	0,34		0,0	0,38	
	I'/m	85	125	73	70	155	—	50
н. Гексан	$\Delta \nu$	2966	2940	2916	2901	2877	2863	2852
	I'	170	270	270	260	330	260	200
	ρ	0,88	0,00	0,0	0,55	0,23	—	0,30
	I'/m	85	135	67	65	165	—	50
н. Гептан	$\Delta \nu$	2963	2937	2912	2900	2878	—	2854
	I'	180	290	310	320	370	—	300
	ρ	0,85	0,00	0,0	0,68	0,25	—	0,31
	I'/m	90	145	62	64	185	—	60
н. Октан	$\Delta \nu$	2964	2939	2920	2904	2878	—	2853
	I'	200	330	370	400	420	—	360
	ρ	0,90	0,00	0,0	0,77	0,25	—	0,36
	I'/m	100	165	62	67	210	—	60
н. Нонан	$\Delta \nu$	2963	2938	2915	2901	2876	—	2854
	I'	200	340	420	440	410	—	410
	ρ	0,85	0,00	0,2	0,55	0,0	—	0,19
	I'/m	100	170	60	63	205	—	59
н. Додекан	$\Delta \nu$	2962	2936	2915	2992	2879	—	2853
	I'	210	330	480	480	480	—	460
	ρ	0,82	0,01	0,2	0,49	0,05	—	0,18
	I'/m	105	165	48	48	240	—	46

Начнем с рассмотрения спектров парафинов нормального строения. В спектрах этого класса углеводородов имеются четыре довольно резкие сильно поляризованные линии с частотами около 2850, 2875, 2920 и 2938 см^{-1} , несколько более широкая деполаризованная линия с частотой $\sim 2965 \text{ см}^{-1}$ и очень широкая линия (скорее полоса) в области 2908 см^{-1} . Крылья указанной широкой линии расползаются на смежные области спектра, вследствие чего эта линия до нашей работы [14] описывалась обычно как «фон». Однако из-за слабой поляризации рассматриваемой линии на снимках, сделанных в поляризованном свете, вполне отчетливо видно, что в данной области спектра в действительности имеется широкая линия (рис. 17 и 18).

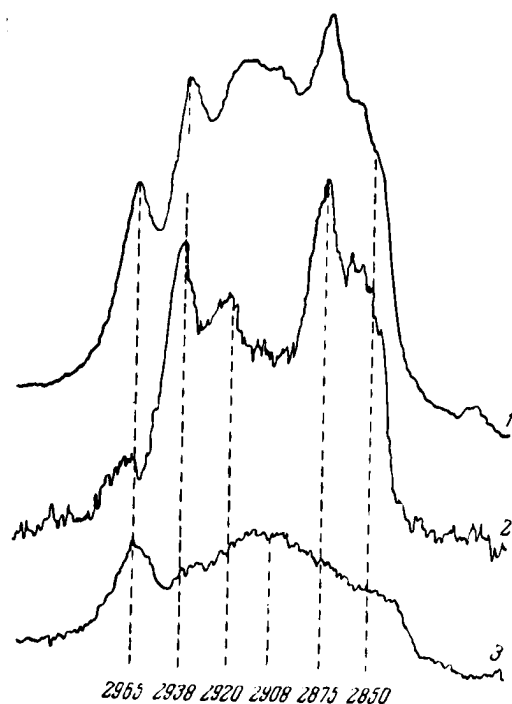


Рис. 17. Спектр комбинационного рассеяния н. гексана в области валентных колебаний СН
1 — в естественном свете; 2 — поляризованная компонента; 3 — деполаризованная компонента спектра

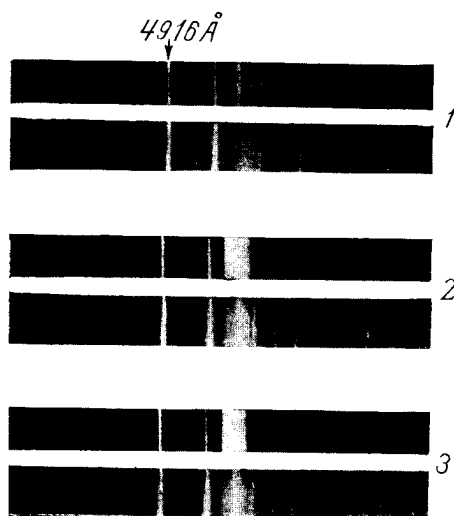


Рис. 18. Спектрограммы н. парафинов в поляризованном свете
1 — н. пентан; 2 — н. додекан; 3 — н. нонан

Сравнение спектров различных *n*-парафинов показывает (табл. 26), что частоты рассматриваемых линий строго характеристичны, численные значения степени деполяризации также меняются незначительно, интенсивности же (в расчете на 1 г·моль) с удлинением цепочки ведут себя различно. Для трех линий (2850, 2920 и 2908 см^{-1}) они заметно возрастают с увеличением числа групп CH_2 в молекуле, для остальных трех линий возрастание имеется, но более слабое (рис. 19) и его можно объяснить за счет частичного перекрывания линий.

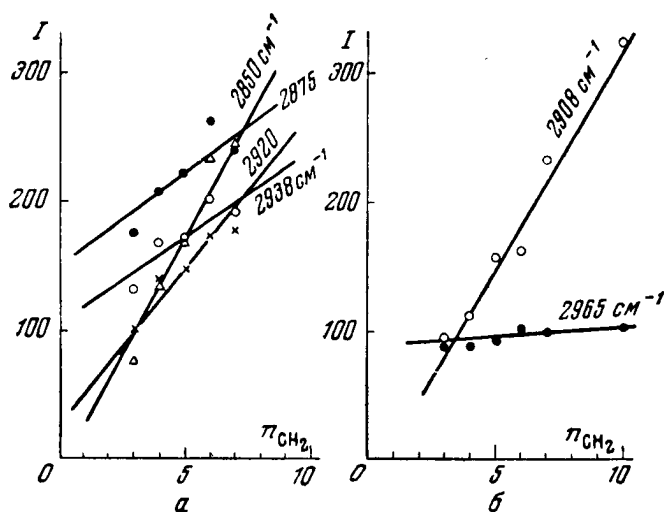


Рис. 19. Зависимость интенсивности линий от числа групп CH_2 в молекуле *n*-парафинов

а — поляризованные линии; б — деполяризованные линии

Среди изопарафинов большой интерес представляют те, которые имеют только группы CH_3 — тетраметилметан и гексаметилэтан. В спектрах этих углеводородов (табл. 27) имеется деполяризованная линия $\sim 2965 \text{ см}^{-1}$, аналогичная линии с той же частотой *n*-парафинов, сильно поляризованная линия 2909 см^{-1} , наиболее интенсивная в спектре, и сравнительно слабые поляризованные линии в области 2870—2980 см^{-1} . Линий в области 2920 и 2940 см^{-1} , аналогичных линиям *n*-парафинов, не имеется¹. Правда, в спектре гексаметилэтана имеется линия 2932 см^{-1} , но по своей интенсивности и степени деполяризации ($\rho = 0,5$) она очень сильно отличается от линии 2938 см^{-1} *n*-парафинов. Эти особенности спектров повторяются и в случае нескольких других изопарафинов, имеющих тот же характер разветвленности (обладающих четвертичными атомами углерода).

Отмеченные особенности спектров не могут быть объяснены на основе расчетов в том приближении, которым мы до сих пор пользовались. В табл. 28 приведены данные подобных расчетов, проведенных нами для нескольких парафинов при помощи описанной в гл. II строгой методики. Расчет дает для симметричной линии группы CH_3 всегда строго одно и то же значение частоты 2899 см^{-1} . Для несимметричных линий получаются также очень мало отличающиеся значения. Таким образом, расчет может объяснить наличие в спектрах всего двух линий, принадлежащих группе

¹ В работе Сильвера [108] отмечена частота 2938 см^{-1} (3) в спектре $\text{C}(\text{CH}_3)_4$. Однако в работе [107], выполненной с более совершенной аппаратурой, эта частота не подтверждена.

Таблица 27

Валентные колебания СН парафинов с четвертичными атомами углерода

Вещество		Интерпретация							
			CH ₃ вы- рожд.	CH ₃ расщепл.	CH ₃ симм.	CH ₃ обертон	CH ₃ симм.	CH ₂ обертон	
Тетраметилметан C(CH ₃) ₄ *	$\Delta\nu$	—	2955	—	—	2909	2896	2868	—
	I'	—	320	—	—	360	200	180	—
	ρ	—	dp	—	—	p	p	p	—
	I'/m	—	80	—	—	90	50	45	—
C(CD ₃) ₄	$\Delta\nu$	—	2211	—	—	2128	2048	2104	—
	I'	—	о. с.	—	—	с.	с.	с.	—
	ρ	—	dp	—	—	p	p	p	—
	I'/m	—	—	—	—	—	—	—	—
Гексаметилэтан	$\Delta\nu$	2978	2967	2955	2392	2909	—	2880	—
	I'	210	480	—	370	480	—	320	—
	ρ	0,74	0,65	—	0,50	0,26	—	0,29	—
	I'/m	35	80	—	62	80	—	53	—
2,2-Диметилбутан	$\Delta\nu$	—	2963	2942	—	2904	2893	2870	2855
	I'	—	230	220	—	270	170	120	100
	ρ	—	0,36		—	0,11	—	0,06	
	I'/m	—	58	55	—	68	42	30	—
2,2,3-Триметилбутан	$\Delta\nu$	2981	2965	2948	—	2909	—	2871	—
	I'	270	320	290	—	280	—	240	—
	ρ	0,94	0,77	—	—	0,18	—	0,23	—
	I'/m	54	64	58	—	56	—	48	—
2,2,4-Триметилпентан	$\Delta\nu$	—	2960	—	2936	2906	—	2870	—
	I'	—	490	—	320	410	—	310	—
	ρ	—	0,80	—	0,2	0,19	—	0,13	—
	I'/m	—	98	—	64	82	—	62	—
2,2,3-Триметилпентан	$\Delta\nu$	2976	2962	2942	—	2905	—	2871	2859
	I'	—	370	350	—	310	—	230	200
	ρ	—	0,78	0,18	—	0,18	—	0,19	
	I'/m	—	74	—	—	62	—	46	—
2,2-Диметилпентан	$\Delta\nu$	—	2963	—	2963	2909	2888	2874	2864
	I'	—	380	—	310	390	290	—	280
	ρ	—	0,41	—	0,12	0,10	0,13	—	0,09
	I'/m	—	95	—	78	97	72	—	—
3,3-Диметилпентан	$\Delta\nu$	—	2967	2942	—	2907	2890	2864	2855
	I'	—	300	330	—	300	280	130	120
	ρ	—	0,70	—	—	0,28		0,25	
	I'/m	—	75	82	—	75	70	—	—

* Мы приводим для интенсивностей линий C(CH₃)₄ данные работы [107], пересчитанные таким образом, что наиболее характеристическая линия ~2960 см⁻¹ имеет (на одну группу СН₃) то же значение интенсивности, как и в н. парафинах.

СН₃, причем требует соблюдения строгой характеристичности частот этих линий. С точки зрения внутренней симметрии группы СН₃ (симметрия C_{3v}) в спектрах также должны наблюдаться только две линии: симметричная и вырожденная. Наиболее естественно интерпретировать, например в н. парафинах, линию ~2870 см⁻¹ как симметричную, а линию ~2965 см⁻¹ как вырожденную линию группы СН₃. При этом возникают, однако, следующие трудности: 1) интерпретация «лишних» линий 2920 и 2938 см⁻¹ (последняя очень сильно поляризована), наличие которых не

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 141

следует из проведенных расчетов и из внутренней симметрии группы CH_3 ; 2) в тетраметилметане и гексаметилэтано наиболее интенсивная поляризованная линия имеет частоту 2909 см^{-1} . Казалось бы, что именно эта линия должна быть интерпретирована как полносимметричная линия группы CH_3 . Однако смещение полносимметричной частоты при переходе от н. парафинов к тетраметилметану (от значения 2870 см^{-1} до значения 2909 см^{-1}) противоречит результатам расчета; 3) расщепление полносимметричной частоты на две-три линии, что также противоречит расчету.

Таблица 28

Частоты валентных колебаний групп CH в парафинах по данным расчета

Вещество	Тип симметрии	Интерпретация				
		CH_2 симм.	CH_2 симм.	CH_2 несимм.	CH_2 вырожд.	CH
н. Бутан	A_g	2927	2899	—	2976	—
	B_g	—	—	2968	2981	—
	B_u	2928	2899	—	2976	—
	A_u	—	—	2973	2989	—
н. Пентан	A_1	2926 2930	2899	—	2976	—
	B_2	—	—	2970	2985	—
	B_1	2928	2899	—	2976	—
	A_2	—	—	2966 2978	2999	—
Тетраметилметан	A_1	—	2899	—	—	—
	E	—	—	—	2977	—
	F_1	—	—	—	2975	—
	F_2	—	2899	—	2977	—
2,3-Диметилбутан	A_g	—	2899	—	2977	2950
					2979	
	B_g	—	2899	—	2975	—
					2976	
	B_u	—	2899	—	2977	2957
					2980	
	A_u	—	2899	—	2975 2976	—

Особого внимания заслуживает «лишняя» линия с частотой $\sim 2938 \text{ см}^{-1}$, весьма характеристичная по своим параметрам. В монографии [8] появление этой линии объясняется за счет расщепления вырожденной частоты внутренних колебаний группы CH_3 , происходящего вследствие резонанса Ферми с обертонами частот $\sim 1450 \text{ см}^{-1}$, лежащими примерно в той же области спектра. Наличие подобных явлений доказано для многих молекул, в частности для молекулы CO_2 [110, 111], и нам представляется, что некоторые линии в области валентных колебаний CH действительно представляют собой обертоны деформационных частот α , усиленные из-за резонанса Ферми с частотами валентных колебаний q . Для линии 2938 см^{-1} , как нам кажется, приведенное объяснение (с привлечением резонанса Ферми) не подходит. Ему противоречит отсутствие резонансного расщепления у молекул $\text{C}(\text{CH}_3)_4$ и $\text{C}(\text{CD}_3)_4$ (авторы [8], по-видимому, были введены в заблуждение ошибочными данными Сильвера [108]). Объяснение расщепления рассматриваемой линии за счет особенностей строения группы CH_3

было предложено Маянцем [10, 111]. Он предположил, что в сложной молекуле нарушается симметрия группы CH_3 причем равновесные значения углов отклоняются от тетраэдрических; вследствие этого и происходит расщепление вырожденной частоты на две: 2965 и 2938 см^{-1} . По расчету Маянца, для объяснения наблюдаемого расщепления углы должны отклоняться от тетраэдрических примерно на 6° . Объяснение Маянца представляется нам весьма искусственным; во всяком случае нет никаких фактов, которые подтверждали бы столь сильное изменение конфигурации групп CH_3 в молекулах парафинов. Отметим, что оба приведенные выше

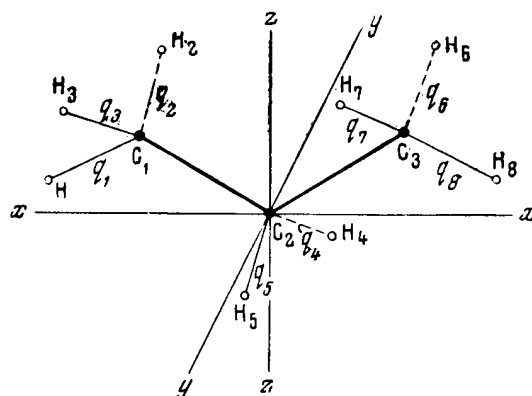


Рис. 20. К взаимодействию атомов водорода соседних групп

предположения не устраняют других трудностей, связанных с интерпретацией валентных колебаний CH .
Наиболее рационально искать причину отмеченных трудностей в несовершенстве применявшейся теории. В проводившихся до сих пор расчетах (в том числе и в наших, результаты которых приведены в табл. 28), учитываются динамические взаимодействия лишь атомов H , входящих в одну и ту же группу, динамические взаимодействия групп CH_2 и CH_3 между собой не учитываются. Между тем динамическое взаимодей-

ствие атомов H , входящих в данную группу, с атомами H , входящими в другие группы (прежде всего — в соседние), несомненно существует: именно этими взаимодействиями объясняется различная стабильность поворотных изомеров. Подчеркнем, что указанные взаимодействия имеют невалентный характер. Тем не менее, учет их может быть проведен в рамках обычной схемы расчета. Для этого достаточно принять не равными нулю коэффициенты динамического взаимодействия колебательных координат q для ближайших атомов водорода. Взаимодействие удаленных групп, а также взаимодействие координат q данной группы с координатами другого типа смежных групп мы учитывать не будем, предполагая их достаточно малыми.
В соответствии с изложенными соображениями, мы оставили матрицы кинематических коэффициентов неизменными, что соответствует предположению о неизменности геометрической конфигурации молекулы, но несколько изменили матрицы динамического взаимодействия, положив в них не равными нулю некоторые коэффициенты взаимодействия координат q , принадлежащих близким атомам водорода. Схема взаимодействия приведена на рис. 20, а в табл. 29 указаны обозначения соответствующих коэффициентов взаимодействия и приведены также расстояния взаимодействующих атомов H . Ограничиваясь взаимодействиями соседних групп и групп, расположенных через один атом C , имеем шесть различных типов взаимодействия и соответственно шесть коэффициентов взаимодействия. Из них, однако, два коэффициента x_5 и x_6 соответствуют взаимодействию атомов H , значительно более удаленных друг от друга, чем другие рассматриваемые атомы, поэтому в первом приближении ими можно пренебречь. С другой стороны, пары коэффициентов x_1, x_3 и x_2, x_4 соответствуют взаимодействиям атомов H , находящихся на практически одинаковых расстояниях друг от друга, причем и направления связей $\text{C}-\text{H}$ для каждой из этих

Т а б л и ц а 29

Коэффициенты динамического взаимодействия координат q

Взаимодействующие координаты	Расстояние взаимодействия атомов Н, А	Коэффициент взаимодействия	
		обозначения	численное значение
$q_1; q_2$	1,78	$x_0 = h$	0,05
$q_3; q_5$	2,49	x_1	0,05
$q_3; q_4$	3,06	x_2	0,04
$q_3; q_7$	2,51	x_3	0,05
$q_3; q_6$	3,08	x_4	0,04
$q_1; q_8$	4,29	x_5	0,00
$q_1; q_7$	3,74	x_6	0,00

пар отличаются незначительно (см. табл. 29 и рис. 20). Поэтому можно положить

$$x_3 = x_1; \quad x_2 = x_2.$$

Таким образом, в первом приближении задача сводится к отысканию всего двух коэффициентов взаимодействия x_1 и x_2 .

Весьма существенно, что учет взаимодействия близких групп СН приводит в ряде случаев к исправлению диагональных коэффициентов матрицы динамического взаимодействия. Недиagonальные коэффициенты также иногда меняются, но это приводит лишь к очень небольшим изменениям частот по сравнению с теми изменениями, которые вызывают поправки диагональных коэффициентов. При обсуждении табл. 28 уже отмечалось, что изменения частот валентных колебаний СН, которые обусловлены влиянием недиагональных коэффициентов, всегда очень малы, хотя среди подобных коэффициентов некоторые имеют значительную величину. Этим объясняется большая характеристичность частот валентных колебаний СН.

Величины поправок к диагональным коэффициентам матрицы динамического взаимодействия зависят в каждом случае от симметрии молекулы и типа симметрии рассматриваемого колебания. Вследствие этого учет вводимых нами коэффициентов приводит к смещению и расщеплению частот валентных колебаний СН. Таким образом, получают объяснение наблюдающиеся на опыте особенности поведения линий: смещения и расщепления некоторых линий, принадлежащих данной группе, при переходе от одной молекулы к другой или при изменении положения данной группы внутри молекулы. Подобные изменения частот можно кратко охарактеризовать как «отступления от характеристичности». Подчеркнем здесь, что подобными «отступлениями от характеристичности» не исчерпываются расхождения между вычисленными и наблюдаемыми значениями частот валентных колебаний СН. Сравнивая табл. 28 (данные расчета) с табл. 26 и 27, мы обнаруживаем небольшие систематические расхождения наблюдаемых и вычисленных частот той или иной группы. Эти расхождения можно легко объяснить за счет различия коэффициентов ангармоничности для колебаний разного типа. Как уже отмечалось ранее, недостаточно строгий учет ангармоничности колебаний, осуществляемый путем введения «спектроскопических масс», является общим недостатком применяемых в настоящее время методов расчета частот. Однако устранить этот недостаток довольно трудно из-за отсутствия необходимых данных о коэффициентах ангармоничности. Для наших целей указанные

систематические расхождения наблюдаемых и вычисленных частот не имеют существенного значения.

Для вычисления коэффициентов x_1 и x_2 мы воспользовались данными для тетраметилметана. Расчет приводит к следующим выражениям для поправок к коэффициентам матриц динамического взаимодействия:

1) для колебаний типа A_1 (симметричные колебания группы CH_3)

$$\Delta_1 = x_5 + 4x_6 + 2x_3 + 2x_4; \quad (12.1)$$

2) для колебаний типа F_2 (симметричные колебания группы CH_3)

$$\Delta_2 = -\frac{1}{3}(x_5 + 4x_6 + 6x_3 + 2x_4); \quad (12.2)$$

3) для колебаний типа E (вырожденные колебания группы CH_3)

$$\Delta_3 = x_5 - 2x_6 - x_3 + 2x_4; \quad (12.3)$$

4) для колебаний типа F_2 (вырожденные колебания группы CH_3)

$$\Delta_4 = \frac{1}{3}(x_5 - 2x_6 + 3x_3 - 4x_4). \quad (12.3a)$$

Предполагая, что наблюдаемое расщепление частоты симметричных колебаний группы CH_3 , принадлежащих соответственно колебаниям A_1 и F_2 молекулы как целого, должно равняться соответствующей разности вычисленных частот (после введения поправок), получаем, используя данные табл. 27,

$$\Delta_1 - \Delta_2 = 0,24.$$

Сравнивая наблюдаемые разности вырожденных частот колебаний типов E и F_2 с вычисленными (после введения поправок), находим

$$\Delta_3 - \Delta_4 = -0,01.$$

Отсюда, в предположении $x_5 = 0$, $x_6 = 0$ (см. выше),

$$x_3 = 0,05; \quad x_4 = 0,04.$$

Эти значения коэффициентов взаимодействия представляются довольно разумными, если учесть, что для атомов Н внутри группы коэффициент взаимодействия

$$x_0 = h = 0,05.$$

То, что коэффициент x_3 оказался численно равным x_0 (при разных расстояниях r взаимодействующих атомов), объясняется недостаточной точностью вычислений. Возможно также, что здесь играет роль различное направление связей $\text{C} - \text{H}$ в том и другом случае. Если рассматриваемые взаимодействия имеют частично дипольный характер, то направление связей имеет существенное значение.

Найдем теперь поправки, которые вносит учет дополнительных взаимодействий атомов Н в случае n парафинов. Последующие вычисления немного различаются в зависимости от четности числа n_{C} атомов С в молекуле, поэтому проведем их отдельно для n_{C} четного и нечетного. В случае четного n_{C} матрицы коэффициентов взаимодействия можно записать (с несущественными упрощениями) в виде (обозначения блоч-матриц см. в § 6; для определенности рассматривается n октан):

$$\left\| \begin{array}{cccccc} A & C_1 & C_2 & & & \\ C'_1 & H & F & C_3 & & \\ C'_2 & F' & H & F & C_3 & \\ & C'_3 & F' & H & F & C'_3 \\ & & C'_3 & F & H & F' & C'_3 \\ & & & C_3 & F & H & F' & C'_2 \\ & & & & C_3 & F & H & C'_1 \\ & & & & & C_2 & C_1 & A \end{array} \right\| \quad (12.4)$$

Матрица (12,4) перегруппировкой строк и столбцов приводится к виду

$$\left\| \begin{array}{cccccc} A & C_1 & C_2 & & & \\ C'_1 & H & F & C_3 & & \\ C'_2 & F' & H & F & & C_3 \\ & C'_3 & F' & H & & C'_3 & F \\ & & & & A & C_1 & C_2 \\ & & & & C'_1 & H & F & C_3 \\ & & & & C_3 & C'_2 & F' & H & F \\ & & & & C'_3 & F & & C'_3 & F' & H \end{array} \right\| \quad (12.5)$$

или более кратко

$$\left\| \begin{array}{cc} \alpha & \beta \\ \beta & \alpha \end{array} \right\|. \quad (12.6)$$

Матрица (12.6) легко приводится к диагональному виду

$$\left\| \begin{array}{cc} \alpha + \beta & 0 \\ 0 & \alpha - \beta \end{array} \right\|. \quad (12.7)$$

Таким образом, матрицы кинематических и динамических коэффициентов взаимодействия распадаются каждая на две матрицы вида

$$\left\| \begin{array}{cccc} A & C_1 & C_2 & \\ C'_1 & H & F & C_3 \\ C'_2 & F' & H & F \pm C_3 \\ & C'_3 & F' \pm C'_3 H \pm F & \end{array} \right\|. \quad (12.8)$$

В (12.8) знак плюс соответствует симметричным, знак минус — антисимметричным колебаниям молекулы. Как видно из (12.8), в результате учета симметрии рассматриваемых молекул меняются диагональные коэффициенты взаимодействия только у блок-матриц, соответствующих двум группам CH_2 , находящимся в середине молекулы. В соответствии с выражением (12,8) легко могут быть найдены поправки к диагональным коэффициентам динамического взаимодействия, обусловленные учетом взаимодействия атомов Н, принадлежащих разным группам. Они равны:

$$\Delta_c^c = x_1 + x_2; \quad (12.9)$$

$$\Delta_c^a = x_1 - x_2; \quad (12.10)$$

$$\Delta_a^c = -(x_1 + x_2); \quad (12.11)$$

$$\Delta_a^a = -(x_1 - x_2). \quad (12.12)$$

Индексы с и а указывают на симметричность или антисимметричность колебания, причем верхние индексы относятся к внутренней симметрии группы CH_2 , нижние — к симметрии молекулы как целого.

Проведенное рассмотрение показывает, что взаимодействие атомов Н, принадлежащих разным группам, приводит к заметному изменению частот валентных колебаний СН только двух групп CH_2 , расположенных как раз в середине молекулы. Изменение соответствующих частот других групп CH_2 и групп CH_3 обусловлено только недиагональными коэффициентами взаимодействия, и, как указывалось выше, им можно пренебречь. Отсюда следует вывод, что «центральным» группам CH_2 в спектрах н. парафинов должна соответствовать своя совокупность частот, отличающихся от частот других групп CH_2 .

В случае н. парафинов с нечетным числом атомов С общий ход вычислений сохраняется, но матрицы коэффициентов взаимодействия преобразуются несколько иначе. В § 6 были произведены вычисления для н. пентана, поэтому мы приведем для этого углеводорода лишь схематический вид преобразованной матрицы (выписываем только диагональные блок-матрицы):

$$\begin{array}{|c|c|c|} \hline & A & \\ \hline & H + C_3 & \\ \hline A & H & H - C_3 \\ \hline & & A \\ \hline \end{array} \quad (12.13)$$

У матриц для н. парафинов с большим числом атомов С, как и в случае четного n_C , из стоящих на диагонали блок-матриц изменятся только две, соответствующие группам CH_2 , примыкающим к «центральной» группе. Для этих групп получаем следующие поправки к диагональным коэффициентам матрицы динамического взаимодействия, соответствующим валентным колебаниям СН:

$$\Delta_c^c = x_3 + x_4; \quad (12.14)$$

$$\Delta_c^a = x_3 - x_4; \quad (12.15)$$

$$\Delta_a^c = -(x_3 + x_4); \quad (12.16)$$

$$\Delta_a^a = -(x_3 - x_4). \quad (12.17)$$

Вследствие того, что $x_1 = x_3$, $x_2 = x_4$, эти поправки совпадают с соответствующими поправками для *n*. парафинов с четным числом атомов n_C . Таким образом, смещение и расщепление частот должно быть у них одинаково. Этот вывод подтверждается данными эксперимента: спектры *n*. парафинов с четным и нечетным числом атомов n_C в области валентных колебаний СН практически не отличаются.

Проведенное рассмотрение позволяет дать следующую интерпретацию линиям в области валентных колебаний СН в спектрах *n*. парафинов. Линии 2875 и 2965 см^{-1} , интенсивность которых почти не меняется с удлинением цепочки, следует приписать колебаниям групп CH_3 , причем сильно поляризованная линия 2875 см^{-1} соответствует симметричным колебаниям, деполаризованная линия 2965 см^{-1} — вырожденным колебаниям этой группы. Линия 2938 см^{-1} , интенсивность которой также почти не меняется при увеличении числа групп CH_2 в молекуле, может быть приписана симметричным колебаниям «центральных» групп CH_2 . Поскольку число таких групп всегда одно и то же, а именно две, то и интенсивность этой линии не зависит от длины цепочки. Очень сильная поляризация линии 2938 см^{-1} объясняется тем, что она принадлежит симметричным колебаниям группы CH_2 и одновременно симметричным колебаниям молекулы как целого. Эта линия в соответствии с формулами (12.9) и (12.14) должна быть смещена примерно на 20 см^{-1} по отношению к линии того же типа у обычных групп CH_2 , т. е. последние должны лежать в области $\sim 2920\text{ см}^{-1}$. В этой области у *n*. парафинов действительно наблюдается сильно поляризованная линия, перекрывающаяся частично с широкой деполаризованной линией 2908 см^{-1} ; интенсивности этих линий возрастают с числом групп CH_2 в молекуле. Деполаризованную линию $\sim 2908\text{ см}^{-1}$ естественно отнести к антисимметричным колебаниям групп CH_2 . Поляризованную линию 2850 см^{-1} можно интерпретировать как обертона частоты $\sim 1450\text{ см}^{-1}$, принадлежащей деформационному колебанию α группы CH_2 . Из-за близости этого обертона к валентной полностью симметричной частоте, между ними происходит резонансное взаимодействие (резонанс Ферми), вследствие чего интенсивность обертона резко повышается. Аналогичным образом линию 2896 см^{-1} в спектре комбинационного рассеяния тетраметилметана можно интерпретировать как обертона частоты 1451 см^{-1} , усиленный вследствие резонанса Ферми с основными частотами.

Итак, все наблюдаемые в спектрах линии находят удовлетворительное объяснение. Следует отметить, однако, что наша интерпретация линий в области валентных колебаний СН в ряде случаев находится в противоречии со строгими правилами отбора для рассматриваемых молекул. Так например, в случае $\text{C}(\text{CH}_3)_4$ и $\text{C}(\text{CD}_3)_4$ линии 2868 и 2104 см^{-1} , принадлежащие колебаниям типа симметрии F_2 , должны были бы быть деполаризованными, тогда как они в действительности поляризованы, линии типа B_u в спектрах комбинационного рассеяния *n*. бутана и *n*. гексана запрещены, тогда как мы интерпретируем некоторые линии в спектрах как принадлежащие этим колебаниям. Интенсивность и поляризация рассматриваемых линий находятся зато в полном соответствии с числом и внутренней симметрией групп CH_2 и CH_3 . Мы имеем здесь сложное взаимодействие внутренних колебаний очень «сильных» характеристических структурных элементов (групп CH_2 и CH_3) с колебаниями молекулы как целого. При этом преимущество оказывается на стороне «внутренних» правил отбора для данных групп. Это легко понять, если учесть, что валентные колебания данных групп слабо связаны между собой и с колебаниями остова. Именно этим обусловлена аддитивность интенсивностей линий, принадлежащих группам CH_2 и CH_3 , которая, как было показано выше, проявляется в спектрах *n*. парафинов. Взаимо-

действие соседних групп CH_2 и CH_3 как кинематическое, так и рассмотренное выше динамическое настолько еще слабо, что валентные колебания CH происходят как «внутренние» колебания групп CH_2 и CH_3 , лишь их частоты немного изменяются.

Проведенное рассмотрение спектров н. парафинов и тетраметилметана показывает, что для полной интерпретации линий в области валентных колебаний CH нужно, строго говоря, проводить для каждого типа молекул особый анализ. Некоторые заключения, однако, можно сделать и без подробного теоретического анализа, на основании экспериментальных данных. Сопоставление спектров углеводородов, имеющих одни и те же характеристические структурные элементы, позволяет установить общие для этих углеводородов спектральные признаки.

В табл. 27 и 30 приведены данные для парафинов, имеющих, соответственно, четвертичные, смежные третичные и изолированные третичные атомы углерода. Как можно видеть, спектры углеводородов, обладаю-

Таблица 30

Валентные колебания CH парафинов с третичными атомами углерода

Смежные третичные атомы

Вещество		Интерпретация				
		CH	CH_2 вырожд.	CH_2 вырожд.	CH симм.	CH_2 симм.
2,3-Диметилбутан	$\Delta\nu$	2977	2960	2936	2903	2872
	I'	—	290	240	210	320
	ρ	0,78	0,61	0,22	0,30	0,20
	I'/m	—	72	60	105	80
2,3,4-Триметилпентан	$\Delta\nu$	—	2963	2906	2906	2872
	I'	—	340	260	300	370
	ρ	—	0,90	0,16	0,40	0,18
	I'/m	—	68	52	100	74

Изолированные третичные атомы

Вещество		Интерпретация					
		CH_2 вырожд.	CH_2 вырожд.	CH_2 симм. + CH_2 не- симм.	CH_2 обер- тон + CH	CH_2 + CH симм.	CH_2 обертон
Изобутан *	$\Delta\nu$	2960	2936	2908	2891	2869	—
	I'	240	190	200	120	350	—
	ρ	0,8	0,2	0,1	0,4	0,3	—
	I'/m	80	63	—	—	—	—
Изопентан	$\Delta\nu$	2965	2935	2909	—	2875	2854
	I'	230	230	200	—	320	160
	ρ	0,65	0,19	0,30	—	0,19	0,35
	I'/m	77	77	—	—	—	160
3-Этилпентан	$\Delta\nu$	2966	2936	2913	—	2876	2856
	I'	280	380	290	—	350	250
	ρ	0,79	0,19	0,46	—	0,13	0,26
	I'/m	93	127	—	—	—	125

* Поскольку изобутан имеет температуру кипения 12,2°C, то при работе с ним использовались специальные толстостенные сосуды, способные выдерживать развивающееся при температуре опыта давление (при котором изобутан оставался в жидком состоянии). Для получения значений интенсивности в общей шкале, в тех же условиях снимался циклогексан.

щих тем или иным из этих характеристических структурных элементов, имеют между собой много общего. Для парафинов, обладающих четвертичными атомами углерода (табл. 27), характерны деполяризованная линия 2965 см^{-1} и две поляризованные линии — весьма интенсивная $\sim 2910\text{ см}^{-1}$ и несколько более слабая $\sim 2870\text{ см}^{-1}$. Интерпретация этих линий полностью совпадает с интерпретацией соответствующих линий у тетраметилметана.

Линия 2870 см^{-1} в спектрах парафинов со смежными третичными атомами может быть отнесена к симметричному колебанию групп CH_3 . Интенсивность этой линии (на одну группу CH_3) совпадает с интенсивностью линии $\sim 2910\text{ см}^{-1}$ в спектрах парафинов, обладающих четвертичными атомами углерода (см. табл. 27). По сравнению с интенсивностью линии $\sim 2875\text{ см}^{-1}$ н. парафинов (см. табл. 26) рассматриваемые линии у изопарафинов имеют пониженную интенсивность. По-видимому, в н. парафинах интенсивность указанной линии завышена из-за наложения на нее крыльев очень сильной и широкой линии $2900\text{—}2920\text{ см}^{-1}$, принадлежащей группе CH_2 (на это обстоятельство мы уже указывали выше). Действительно, если на рис. 19 экстраполировать значения интенсивностей линий $\sim 2875\text{ см}^{-1}$ к нулевому числу групп CH_2 , то получается величина, близкая к той, которой обладают те же линии в парафинах, не имеющих групп CH_2 .

Линию $2903\text{—}2906\text{ см}^{-1}$ в спектрах парафинов со смежными третичными атомами углерода (табл. 30) естественно интерпретировать как принадлежащую колебаниям групп CH . Интенсивность этой линии у двух изученных нами углеводородов хорошо согласуется с указанной интерпретацией. Надо заметить, что отыскание линии, соответствующей колебаниям групп CH , представляет большую трудность, так как в спектрах комбинационного рассеяния подобная линия налагается обычно на другие линии. Только у рассмотренных углеводородов она проявляется как изолированная линия.

В спектрах изопарафинов с изолированными третичными атомами углерода колебания группы CH имеют несколько пониженную частоту. Это следует из того, что в спектре тяжелого изобутана $(\text{CH}_3)_3\text{CD}$, исследованного в работе [114], наблюдается значительное изменение интенсивностей линий 2891 и 2869 см^{-1} по сравнению с обычным изобутаном. По-видимому, интересующая нас линия, принадлежащая группе CH , имеет в изобутане частоту около 2880 см^{-1} и перекрывается с двумя линиями, принадлежащими группам CH_3 . Смещение частоты примерно на 20 см^{-1} по сравнению с парафинами, обладающими смежными третичными атомами, легко можно объяснить изменением взаимодействия атома водорода группы CH с другими группами. Появившаяся в тяжелом изобутане линия 2146 см^{-1} , принадлежащая, несомненно, колебаниям группы CD , имеет интенсивность $I'=103$ и $\rho=0,41$ (интенсивность пересчитана в соответствии с данными [114] для наиболее характеристичной линии 2956 см^{-1}). Эти параметры очень хорошо согласуются с параметрами линий 2903 и 2906 см^{-1} в спектрах парафинов со смежными третичными атомами углерода.

Линии 2908 и 2869 см^{-1} в спектре изобутана можно интерпретировать (аналогично случаю тетраметилметана) как полносимметричные линии группы CH_3 , принадлежащие соответственно полносимметричным и вырожденным колебаниям молекулы как целого. На линию 2869 см^{-1} , как указывалось выше, частично налагается линия, принадлежащая группе CH . У изопентана и 3-этилпентана на линию 2908 см^{-1} группы CH_3 налагается антисимметричная линия с той же частотой групп CH_2 , чем объясняется повышение степени деполяризации (см. табл. 30).

Представляет интерес сопоставить полученные экспериментальные данные для степеней деполяризации полносимметричных линий групп CH_3 , CH_2 и CH с предсказаниями теории. Согласно расчетам Волькенштейна (см., например, [81], т. II, стр. 109), степени деполяризации указанных линий связаны соотношениями:

$$\begin{aligned}\rho_2 &= \frac{3\rho_1}{9-7\rho_1}; \\ \rho_3 &= \frac{3\rho_1}{27-28\rho_1},\end{aligned}\quad (12.18)$$

где ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 — степени деполяризации полносимметричных линий групп CH , CH_2 , и CH_3 , соответственно. Согласно этим формулам, с повышением числа $\text{C}—\text{H}$ связей в рассматриваемой группе поляризация линий должна увеличиваться. Для метана, имеющего симметрию T_d , в соответствии с общей теорией поляризуемости

$$\rho = \rho_4 = 0.$$

Мы приняли для ρ_{CH} значение $\rho_1=0,35$, соответствующее среднему значению степени деполяризации линий 2903 см^{-1} 2,3-диметилбутана и 2906 см^{-1} 2,3,4-триметилпентана — углеводородов, в которых линия группы CH проявляется в наиболее чистом виде. При этом, согласно приведенным формулам, находим

$$\rho_2 = 0,16; \quad \rho_3 = 0,04.$$

Опытное значение ρ_{CH_2} для линий в области 2920 см^{-1} у н. парафинов с длинной цепочкой составляет $\rho_2=0,2$. Для ρ_{CH_3} по данным для линий $\sim 2875\text{ см}^{-1}$ в спектрах н. парафинов и ряда изопарафинов имеем в среднем $\rho_3=0,1$. Экспериментальные значения ρ_3 ввиду трудности измерений в условиях частичного переналожения линий колеблются в этом случае в довольно широких пределах, поэтому точность приводимого значения ρ_3 невелика. Таким образом, теоретическая формула Волькенштейна, выведенная в предположении аддитивности тензоров поляризуемости отдельных связей, в общем довольно хорошо согласуется с опытом.

Проведенное рассмотрение спектров комбинационного рассеяния парафинов в области валентных колебаний CH показывает, что в данной области имеет место аддитивность в том смысле, что наблюдаемые спектры представляют собой наложение линий, принадлежащих отдельным группам CH_3 , CH_2 и CH . Однако параметры этих линий не остаются строго неизменными: положение рассматриваемой группы в молекуле и общая структура молекулы влияют более или менее сильно на указанные параметры. Относительно небольшие изменения частот приводят к смещениям и расщеплениям линий, которые мы кратко обозначили выше как «отступления от характеристичности». Из других параметров линий наибольшим вариациям подвержена интенсивность. При этом наблюдается заметное различие в поведении линий. Наиболее устойчивы параметры линии $\sim 2965\text{ см}^{-1}$. Интенсивность этой линии (на одну группу CH_3) настолько характеристична, что может служить для определения числа групп CH_3 в парафинах неизвестного строения. Линия $\sim 2908\text{ см}^{-1}$ также может служить для целей структурного анализа, если производить съемку спектров в поляризованном свете.

Необходимо указать, что наличие аддитивности объясняет лишь основные свойства спектров колебаний CH . Для понимания деталей этих спектров, в частности для истолкования наблюдаемых слабых линий, необходимо более полное теоретическое рассмотрение.

Установленная для разнообразных типов парафинов аддитивность спектров комбинационного рассеяния в отношении групп CH_3 , CH_2 и

СН имеет полную аналогию в инфракрасных спектрах. Эта аддитивность проявляется в спектрах поглощения как в области основных частот валентных колебаний СН [112, 113], так и в области обертонов этих колебаний [118—120]. Следует заметить, что в инфракрасной спектроскопии часто указанная аддитивность несколько переоценивается. Вследствие этого некоторые особенности спектров, связанные с отклонениями от характеристичности, в ряде случаев не отмечаются.

§ 13. Структурный анализ парафинов

Проведенное рассмотрение спектров комбинационного рассеяния парафинов показывает, что по этим спектрам можно составить довольно полное представление о строении углеводородов данного класса. Ниже дается схема структурного анализа парафинов, в которой использованы результаты, относящиеся как к области основных частот, так и к области валентных колебаний групп СН.

В основе предлагаемой схемы лежит разделение углеводородов на группы в соответствии с наличием в них тех или иных характеристических структурных элементов. Такими элементами в случае парафинов являются четвертичный и третичный атомы углерода, два смежных третичных атома и свободная цепочка углеродных атомов. Таким образом, устанавливаются четыре группы парафинов, для каждой из которых приводятся дополнительные признаки, позволяющие судить о деталях строения соответствующих молекул. Как неоднократно подчеркивалось ранее, во избежание ошибок необходимо учитывать при анализе структуры молекул всю совокупность признаков.

I группа. Парафины, обладающие четвертичными атомами углерода. Для этих парафинов характерно наличие линий большой интенсивности, сильно поляризованных и сравнительно узких ($4-6\text{ см}^{-1}$) в области $650-760\text{ см}^{-1}$, и довольно интенсивных деполаризованных линий в области 925 и $1200-1250\text{ см}^{-1}$. Число четвертичных атомов устанавливается по интенсивности полносимметричных линий (интегральная интенсивность на один четвертичный атом равна примерно 300^1). В очень симметричных молекулах полносимметричная линия лежит в области $670-700\text{ см}^{-1}$ и отличается очень малой шириной, а в молекулах со смежными четвертичными атомами в области $650-670\text{ см}^{-1}$.

Общее число групп СН_3 в молекуле и, тем самым, число разветвлений определяется по интенсивности линии 2965 см^{-1} (для одной группы СН_3 $I=80$). Если в исследуемом парафине имеется только один четвертичный атом и нет более никаких разветвлений, то положение четвертичного атома устанавливается по частоте наиболее интенсивной и поляризованной линии в области деформационных колебаний ($200-400\text{ см}^{-1}$) по эмпирическим кривым (см. рис. 16).

Дополнительные признаки: а) полносимметричные линии в области $870-890\text{ см}^{-1}$ свидетельствуют о наличии свободной цепочки из двух (линия 890 см^{-1}) и трех или более (линия 870 см^{-1}) атомов углерода; б) четвертичный атом на краю цепи характеризуется частотой 1250 см^{-1} .

При наличии в молекуле также третичных атомов углерода, число их, как упоминалось выше, определяется по интенсивности линии 2965 см^{-1} , пропорциональной числу групп СН_3 . Наличие смежных четвертичного и третичного атомов характеризуется появлением линии 530 см^{-1} и исчезновением частоты 1250 см^{-1} . Если это сложное разветвление находится

¹ Предполагается, что молекулярный вес и плотность исследуемого парафина известны.

на краю молекулы, то в области $1200\text{--}1250\text{ см}^{-1}$ появляются три линии (вместо двух). Наличие этильных групп в разветвлении характеризуется появлением интенсивной (деполяризованной) линии ($I_0 \sim 7\text{--}20$) в области $1020\text{--}1080\text{ см}^{-1}$.

Дополнительные признаки третичных атомов — слабые линии в области 950 и $1140\text{--}1170\text{ см}^{-1}$. Дополнительные признаки «а» и «б» свободной цепочки и изолированного четвертичного атома на краю цепи (см. выше) сохраняются.

II группа. Парафины, обладающие смежными третичными атомами углерода (при отсутствии четвертичных атомов). Эта группа парафинов характеризуется наличием полносимметричных линий в области $720\text{--}750\text{ см}^{-1}$ и наличием линий 950 , 1160 и 1190 см^{-1} . Присутствие этильных групп в разветвлении отмечается появлением сильной линии в области $1020\text{--}1080\text{ см}^{-1}$. Признаки свободной цепочки (линии в области $870\text{--}890\text{ см}^{-1}$) сохраняются. Общее число разветвлений определяется, как и выше, по интенсивности линии 2965 см^{-1} . Наличие трех смежных третичных атомов характеризуется появлением трех линий в области $1160\text{--}1190\text{ см}^{-1}$ (вместо двух).

III группа. Парафины, обладающие только изолированными третичными атомами углерода. Данная группа парафинов характеризуется совокупностью частот в областях 950 , 1145 и 1170 см^{-1} . Полносимметричные линии лежат в области $800\text{--}900\text{ см}^{-1}$ (исключение: молекулы с высокой симметрией характеризуются понижением частоты полносимметричных линий до $730\text{--}800\text{ см}^{-1}$ и уменьшением их ширины). Интенсивность линии 2965 см^{-1} дает число групп CH_3 . Дополнительные данные дает интенсивность линии 1300 см^{-1} , пропорциональная числу групп CH_2 , и линии 1340 см^{-1} , пропорциональная числу групп CH . Особенности этих линий: линия 1340 см^{-1} более интенсивна, когда разветвление находится на краю цепи, интенсивность линии 1300 см^{-1} резко падает, когда группа CH_2 находится между двумя разветвлениями.

В случае парафинов с одним разветвлением по частоте наиболее интенсивной и сильно поляризованной линии в области деформационных колебаний можно определить положение и тип разветвления, пользуясь эмпирическими кривыми (см. рис. 15).

Дополнительные признаки свободной цепочки — линии в области $870\text{--}890\text{ см}^{-1}$ (см. выше). Этильные группы в разветвлении характеризуются усилением линии в области $1020\text{--}1080\text{ см}^{-1}$. Исчезновение линии в области 950 см^{-1} характеризует отсутствие разветвлений на конце цепи, а три линии в области $900\text{--}950\text{ см}^{-1}$ — наличие разветвлений в положении 2,4 (признаки ненадежны).

IV группа. Нормальные парафины. Для этой группы характерно наличие ряда полносимметричных линий в области $800\text{--}900\text{ см}^{-1}$, интенсивной линии 1300 см^{-1} и интенсивной, сильно поляризованной линии в области деформационных колебаний ($200\text{--}400\text{ см}^{-1}$), частота которой убывает по мере удлинения цепочки. Дополнительные признаки: линии 1070 и 1140 см^{-1} .

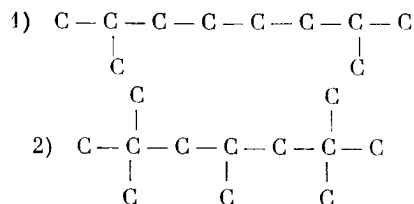
Общий характер спектра. Уменьшение числа линий в спектре и уменьшение ширины полносимметричных линий характеризует высокую симметрию исследуемых углеводородов.

В приведенной схеме структурного анализа парафинов использовано большинство признаков, впервые установленных Степановым на основе анализа частот ([8], т. II). В то же время широко используя все параметры линий комбинационного рассеяния, удалось установить ряд новых структурных признаков, а некоторые другие получили большую определенность и однозначность. Конечно, предполагается, что при проведении структур-

ного анализа исследователь будет иметь возможность измерять в спектрах комбинационного рассеяния все те параметры линий, которые ему потребуются.

Настоящая схема основана на выделении характеристических структурных элементов как структурных единиц молекул, которым соответствует устойчивая совокупность характеристических линий в спектрах комбинационного рассеяния. Таким образом, структурный анализ покоится на отыскании особенностей строения молекул, которые реально отображаются в спектрах комбинационного рассеяния. Это нужно подчеркнуть, так как экспериментальные данные показывают, что далеко не всяким типам и комбинациям разветвлений в спектрах соответствуют определенные, устойчиво повторяющиеся признаки. С другой стороны, в предлагаемой схеме учтено, что одни характеристические элементы «подавляют» другие, вследствие чего общий характер спектра и наличие в нем тех или иных характеристических линий определяются в первую очередь наиболее «сильным» характеристическим структурным элементом. Только при учете указанного взаимодействия характеристических структурных элементов может быть построена общая схема структурного анализа. Без этого мы имеем лишь набор структурных признаков, применение которых хотя и может иногда привести к благоприятным результатам, но не решает в целом задачу структурного анализа.

Описанная схема структурного анализа была опробована, на нескольких соединениях довольно сложного строения. Нам были даны два парафина с указанием их молекулярного веса, никакие другие сведения сообщены не были. Пользуясь спектрами комбинационного рассеяния, мы установили следующее строение данных веществ:



Строение этих соединений оказалось определенным правильно.

Предложенная нами схема построена применительно к структурному анализу индивидуальных парафинов неизвестного строения. Задача анализа смесей, конечно, значительно более сложна и решение ее до конца возможно далеко не всегда. В ряде случаев, однако, достаточно бывает установить групповой состав смеси. При этом предложенная схема в основном сохраняет свое значение, так как положенные в ее основу признаки — это, как правило, групповые признаки парафинов.

Мы рассмотрели в настоящем параграфе только задачу об установлении по спектрам комбинационного рассеяния химического строения углеводородов, т. е. об определении их структурной формулы. Некоторые применения спектров комбинационного рассеяния к решению более сложных вопросов, связанных с геометрической конфигурацией молекул и изучением поворотной изомерии, были рассмотрены в предыдущих параграфах. Интересные выводы о строении молекул, в частности касающиеся вопроса о компланарности связей, могут быть сделаны, как показано в работах Шорыгина (см., например, [116]), на основании изучения интенсивностей линий комбинационного рассеяния. Таким образом, всестороннее изучение параметров линий комбинационного рассеяния открывает большие возможности для решения и более тонких вопросов строения молекул.

Некоторые сведения о строении исследуемых соединений можно получить по совокупности физических констант (температура кипения, плотность, показатель преломления и т. п.). Важное значение имеет также исследование (наряду со спектрами комбинационного рассеяния) инфракрасных спектров. Однако мы намеренно не учитываем эти дополнительные возможности для заключений о строении молекул, чтобы данные, доставляемые спектрами комбинационного рассеяния, носили совершенно независимый характер. Использование в практической работе всех возможных данных, конечно, облегчит проведение структурного анализа.

ГЛАВА IV

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ НАФТЕНОВ

§ 14. Общие закономерности в спектрах комбинационного рассеяния нафтен

Циклические углеводороды с насыщенными связями по своим физико-химическим свойствам стоят ближе всего к парафинам [121]. Эти два класса углеводородов связаны также разнообразными взаимными превращениями, как это было установлено в серии работ Марковникова, открывшего данный класс углеводородов, и многочисленных работах Зелинского, Казанского, их учеников и сотрудников (см., например, [122]). Общие черты химического строения проявляются и в близости спектров комбинационного рассеяния парафинов и нафтен. Вместе с тем, в спектрах комбинационного рассеяния нафтен имеются некоторые специфические особенности, весьма интересные как для установления связи колебательных спектров со строением молекул, так и для аналитических приложений. Поскольку многие нафены (в первую очередь, пятичленные и шестичленные) являются составной частью нефтей и при разгонке трудно отделяются от парафинов, то отыскание спектральных признаков, отличающих эти классы углеводородов, имеет большое практическое значение.

Основным структурным признаком нафтен является наличие кольца углеродных атомов. В соответствии с этим прежде всего встает вопрос о том, как проявляется наличие кольца в спектрах комбинационного рассеяния — является ли кольцо характеристическим структурным элементом в том смысле, как это было установлено выше? Имеющийся в настоящее время экспериментальный материал, относящийся главным образом к спектрам комбинационного рассеяния пятичленных и шестичленных нафтен, позволяет в общем дать утвердительный ответ на поставленный вопрос. Однако следует сразу же оговориться, что данный характеристический структурный элемент малоустойчив: во многих случаях связанные с ним линии обнаруживают значительное изменение параметров, а иногда, при появлении в молекуле более «сильных» характеристических структурных элементов, исчезают. По-видимому, такое поведение линий, принадлежащих колебаниям кольца, связано с тем, что в указанных колебаниях участвуют значительно удаленные друг от друга атомы, сравнительно слабо связанные между собой. Вследствие этого появление заместителей у углеродных атомов, входящих в состав кольца, существенно влияет на колебания кольца и при некоторых комбинациях замещений может их полностью «расстроить».

В настоящем параграфе рассматриваются спектры комбинационного рассеяния нафтен, не имеющих заместителей. Как указывалось выше,

в замещенных циклических углеводородах колебания кольца могут быть в большей или меньшей степени искажены; поэтому сопоставление спектров комбинационного рассеяния нафтен, не имеющих заместителей, где колебания кольца появляются в наиболее чистом виде, представляет особенный интерес. Для частот полносимметричных колебаний кольца подобное сопоставление было проведено в работах Кольрауша ([71], стр. 283) и Бажулина и соавторов [22]. В них было установлено систематическое понижение частоты полносимметричных колебаний кольца с повышением числа звеньев в кольце.

Поскольку установление закономерностей изменения параметров линий комбинационного рассеяния с изменением строения молекул (в данном случае — с увеличением числа звеньев в кольце) представляет несомненный интерес, мы несколько расширили указанное сопоставление, включив в рассмотрение наряду с полносимметричными также и несимметричные колебания кольца¹, а также привлекли данные для других параметров сравниваемых линий. Результаты этого сопоставления приведены в табл. 31 и представлены графически (для частот и интенсивностей) на рис. 21. Как и в работах [71] и [22], в качестве первого члена

Таблица 31

Колебания кольца различных нафтен

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	Литературная ссылка
Связь $C=C$ { α -олефины β -олефины	1640 1670	125 150	0,1 0,1	400 550	6,3 10	—	—	—	—	—	[1,29]
Циклопропан	1187	15*	p	—	—	865	8*	dp	—	—	[71]
Циклобутан	1003	10*	p	—	—	928	8*	dp	—	—	[123]
Циклопентан	889	150	0,06	600	11	1031	44	0,82	250	16	[1]
Циклогексан	802	250	0,05	540	2,0	1029	105	0,79	520	11	[1]
Циклогептан **	733	140	0,08	450	4,0	1007	50	0,63	440	20	[1]
Циклооктан	698	5*	—	—	—	1085	4*	—	—	—	[125]
Нормальные парафины	700—900	—	~0,2	220	—	~1070	—	~0,8	150—400	—	[1]

* По визуальной оценке.

** Значения ρ — по данным наших измерений.

ряда берется этилен (рассматриваемый Кольраушем как циклоэтан), однако для параметров соответствующей линии принимаются наши данные для линии, принадлежащей двойной связи $C=C$ в более сложных неопределенных соединениях. Ввиду большой характеристичности этой линии указанная замена представляется достаточно обоснованной. Попытка рассматривать этилен как «циклоэтан» имеет в значительной степени формальный характер. Тем более интересно, что частота линии двойной связи $C=C$ подчиняется закономерности изменения частот полносимметричных колебаний кольца, а интегральная интенсивность — примерно та же, как у соответствующих линий циклических углеводородов. Обращает внимание поведение частоты несимметричных колебаний кольца: вначале возрастающая, частота эта, начиная с циклопентана, остается почти неизменной. Сопоставляя указанную линию с линией в той же области спектра нормальных парафинов (вторая колонка табл. 31),

¹ Тип симметрии этих колебаний у разных нафтен не всегда совпадает.

мы обнаруживаем, что частоты их практически совпадают¹, а интенсивности, несколько колеблясь от одного углеводорода к другому, имеют в среднем очень близкие значения. Таким образом, в данной области частот имеется непрерывный переход от спектров нафтеннов к спектрам парафинов. Вместе с тем получает дополнительное подтверждение высказанная ранее (гл. III) интерпретация линии $\sim 1070 \text{ см}^{-1}$ нормальных парафинов как несимметричной частоты колебаний цепочки.

Интенсивность линии, принадлежащей симметричным колебаниям кольца, также несколько понижается у циклогептана, приближаясь к суммарной интенсивности полносимметричных линий цепочки. Однако

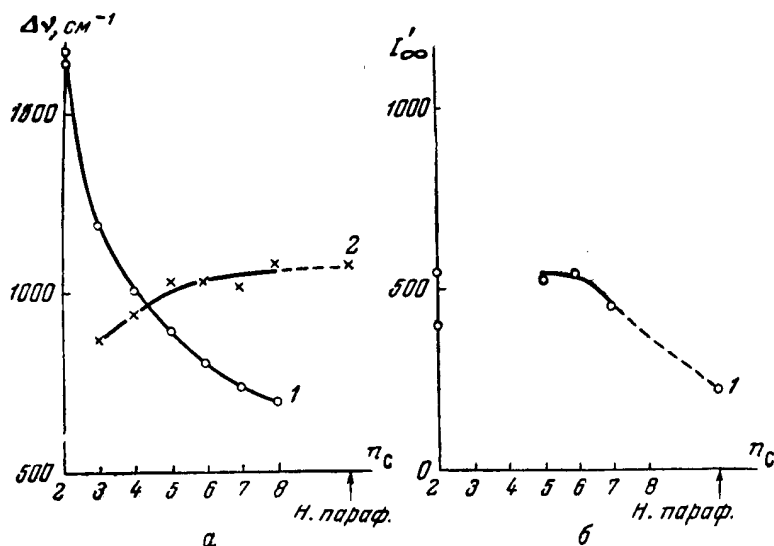


Рис. 21. Зависимость параметров линий от числа звеньев кольца

a — частоты; b — интенсивности; 1 — симметричные колебания кольца; 2 — несимметричные колебания

мы не можем однозначно установить здесь наличие непрерывного перехода от спектров одного класса углеводородов к другому ввиду отсутствия экспериментального материала. Что касается частоты полносимметричных колебаний кольца, то ее имело бы смысл сравнивать не с частотой растянутых транс-изомеров нормальных парафинов, а с частотой очень сильно изогнутых «квазициклических» изомеров. Однако подобные изомеры, как указывалось ранее (гл. III), очень мало устойчивы и установить частоту полносимметричных колебаний для них экспериментально не представляется возможности.

Таким образом, при увеличении числа звеньев кольца спектры незамещенных циклических углеводородов сближаются все более со спектрами нормальных парафинов. Сходство спектров этих двух классов углеводородов выступает еще более резко, если сопоставить замещенные нафтенны с парафинами, имеющими сходный характер разветвлений. Подобное сопоставление будет проведено в последующих параграфах данной главы. При этом мы ограничимся рассмотрением пятичленных и шестичленных нафтеннов, так как спектры комбинационного рассеяния других нафтеннов еще недостаточно изучены.

В спектрах всех нафтеннов имеется весьма интенсивная линия с частотой около 1445 см^{-1} . Как и в случае парафинов, она может быть вполне

¹ Начиная с циклопентана.

однозначно интерпретирована как линия, принадлежащая внутренним деформационным колебаниям группы CH_2 . Параметры этой линии у парафинов и нафтенос почти полностью совпадают.

§ 15. Пятичленные нафтенос

Спектры комбинационного рассеяния пятичленных нафтенос отличаются от спектров парафинов большей диффузностью линий и наличием широких полос. Особенно характерны полосы в области $1000\text{--}1200\text{ см}^{-1}$. Однако подразделение на области валентных колебаний,

Таблица 32

Валентные симметричные колебания остова однозамещенных пятичленных нафтенос

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ^*	δ^*	I_∞^*	Литературная ссылка
Циклопентан	—	—	—	—	—	889	50	0,06	11	600	[1]
Метилциклопентан	798	6	—	—	—	890	50	0,11	16	340	[1]
	809	6	—	60	—	—	—	—	—	—	—
	839	18	—	80	—	—	—	—	—	—	—
	849	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Этилциклопентан	756	8	—	38	—	893	34	0,18	16	200	[1]
	769	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	856	6	—	60	30	896	30	0,17	19	300	[1]
н. Пропилциклопентан	835	7	—	46	17	896	30	0,17	19	300	[1]
н. Бутилциклопентан	841	3	—	37	—	893	29	0,20	20	360	[1]
	875	3	—	—	—	893	26	0,16	18	350	[1]
н. Амилциклопентан	843	3	—	60	—	892	28	0,17	20	330	—
н. Гексилциклопентан	838	5	—	—	—	894	23	0,23	17	330	[1]
	859	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—
н. Гептилциклопентан	847	4	—	—	—	894	23	0,23	17	330	[1]
	867	11	—	80	20	—	—	—	—	—	—
Изопропилциклопентан	730	8	—	36	10,5	896	37	0,14	12	220	[1]
	840	11	—	38	6,8	—	—	—	—	—	—
Изобутилциклопентан	817	20	0,2	—	—	889	35	0,1	—	—	[60]
2-Циклопентилбутан	770	3	—	20	—	897	31	0,15	15	190	[1]
	807	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	834	7	—	50	19	—	—	—	—	—	—
	862	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2-Циклопентилпентан	748	3	—	—	—	899	31	0,1	—	—	[60]
	843	9	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—
	869	8	0,2	—	—	897	25	—	—	—	[60]
2-Циклопентилгектан	852	9	—	—	—	896	25	0,21	16	200	[1]
2-Циклопентилоктан	840	6	—	80	—	—	—	—	—	—	—
	857	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	866	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2-Метил-2-циклопентилпропан	715	2**	—	—	—	899	5**	—	—	—	[128]***
	764	1**	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	808	1**	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	853	2**	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2-Этил-2-циклопентилпропан	710	3*	—	—	—	898	5**	—	—	—	[128]***
	852	1**	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3-Циклопентилпентан	839	2**	—	—	—	898	6**	—	—	—	[128]***
	868	2**	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* По данным наших измерений (δ и I_∞ — прямые измерения).

** По визуальной оценке.

*** В работе [128] для некоторых линий приводится качественная оценка степени деполаризации. Однако сопоставление для нескольких веществ с данными работы [60] и данными наших измерений показало, что оценки величины ρ в работе [128] очень ненадежны. Поэтому здесь и ниже мы их не приводим.

деформационных колебаний и т. п., проведенное в случае парафинов, по-видимому, можно перенести без изменений и на спектры пятичленных нафтенов.

В области валентных симметричных колебаний остова наиболее интересна в спектрах комбинационного рассеяния пятичленных нафтенных линия с частотой $\sim 890 \text{ см}^{-1}$, связанная, несомненно, с колебаниями кольца. В работе [22] было показано, что у однозамещенных циклопентановых углеводородов частота этой линии строго хаотична, интенсивность же в максимуме закономерно убывает по мере удлинения замещающего радикала. Проведенные нами измерения показали, что для интегральных интенсивностей I_{∞}' (рассчитанных на $1 \text{ г} \cdot \text{моль}$ рассеивающего вещества) подобное уменьшение интенсивности наблюдается лишь при переходе от цикlopentана к метилциклопентану. В последующем эта величина остается примерно постоянной, в ряде же однозамещенных пятичленных нафтенных с нормальным строением замещающего

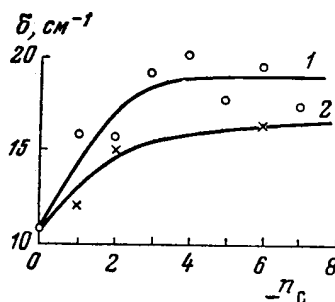


Рис. 22. Зависимость ширины линии 890 см^{-1} в спектрах пятичленных нафтенных от длины замещающего радикала

1 — радикал нормального строения;
2 — кольцо привешено ко второму атому углеродной цепочки

радикала, начиная с н. пропилциклопентана, даже несколько увеличивается (табл. 32). Одновременно обнаружилось [18], что ширина линии 890 см^{-1} при удлинении замещающего радикала (до некоторых пределов) возрастает. На рис. 22 представлена зависимость ширины указанной линии от длины замещающего радикала при нормальном строении его и в случае, когда пятичленное кольцо привешено ко второму атому углеродной цепочки. Наблюдавшееся в работе [22] уменьшение интенсивности в максимуме линии I_0 легко объясняется за счет указанного уширения линии.

Возрастание ширины линий комбинационного рассеяния, соответствующих полносимметричным колебаниям, при удлинении цепочки углеродных атомов ради-

кала, привешенного к рассматриваемому характеристическому структурному элементу, по-видимому, представляет общую закономерность изменения ширины комбинационных линий. Эта закономерность уже отмечалась при рассмотрении спектров парафинов.

Справедливость данной закономерности для других классов углеводородов будет показана ниже. Необходимо отметить также заметное уменьшение ширины линий при переходе от группы однозамещенных нафтенных с нормальным строением замещающего радикала к группе нафтенных с разветвленным радикалом (кривые 1 и 2 на рис. 22). Здесь проявляется вторая закономерность, качественно отмеченная нами при рассмотрении парафинов, — уменьшение ширины полносимметричных линий при появлении в молекуле новых разветвлений¹. Третья закономерность — симбатность хода ширины линий и их степени деполаризации — также может быть прослежена по данным, приводимым в табл. 32. Как уже отмечалось при рассмотрении парафинов, указанные три закономерности изменения ширины полносимметричных линий, каждая из ко-

¹ В связи с тем, что пятичленное кольцо в цикlopентане не плоское (см., например, [126]), можно было бы также объяснить указанное уменьшение ширины полносимметричных линий за счет повышения симметрии, предположив, что кольцо становится более плоским. Однако имеющиеся в настоящее время данные недостаточны для обсуждения этого предположения.

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 159

торых выполняется не вполне строго, сводятся к одной общей закономерности, рассмотрение которой будет проведено в гл. VI с привлечением всего имеющегося в нашем распоряжении материала.

В области валентных симметричных колебаний остова ($700-900\text{ см}^{-1}$) в спектрах однозамещенных пятичленных нафтенных наблюдается всегда, кроме линии 890 см^{-1} , еще несколько более слабых линий (см. табл. 32;

Таблица 33

Валентные симметричные колебания остова 1,1- 1,2-двузамещенных пятичленных нафтенных

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	δ	I'_∞	Литературная ссылка
1,1-Диметилциклопентан	722 807	11 5	0,17 —	85 40	21 22	889	33	0,20*	29*	350*	[1]
1-Метил-1-этилциклопентан	714 802	14 4	— —	— —	— —	892	25	0,2	—	—	[60]
цис-1,2-Диметилциклопентан	764	46	0,22*	130	4,7	888	42	0,21*	17*	370*	[1]
транс-1,2-Диметилциклопентан	766 861	30 6	0,2 0,3	110 —	8 —	896	38	0,1	12*	250*	[1]
цис-1-Метил-2-этилциклопентан	748 803 838	22 9 7	0,2 — 0,3	— — —	— — —	889 901	23 18	0,2 0,3	— — —	— — —	[60]
цис-1-Метил-2-н. бутилциклопентан	758 778 836 869	9 11 8 6	— — — —	40 — — —	— — — —	880	29	—	—	160	[1]
транс-1-Метил-1-н. бутилциклопентан	777 813 873	7 6 8	— — —	20 17 36	— — —	895	24	—	—	120	[1]
1,1,2-Триметилциклопентан	692	44	0,08	—	—	890	55	0,6	—	—	[60]

* По данным наших измерений (δ и I'_∞ — прямые измерения).

очень слабые, а также деполаризованные линии в этой таблице не отмечены). Некоторая часть этих линий, вероятно, не связана с колебаниями остова, представляя скорее всего, как и в случае парафинов, ψ -колебания. Однако некоторые наиболее сильные и поляризованные линии можно отнести к симметричным колебаниям цепочки замещающего радикала.

Переходя к пятичленным нафтенным с двумя и более заместителями, мы обнаруживаем, что их спектры в области валентных симметричных колебаний остова существенно зависят от типа замещения. Спектры гем-замещенных циклопентановых углеводородов сравнительно мало отличаются от спектров однозамещенных: мы снова обнаруживаем линию 890 см^{-1} , с теми же параметрами, как у однозамещенных циклопентанов; другие линии в этой области спектра имеют значительно меньшую интенсивность (табл. 33). Резкое изменение спектра наблюдается при переходе к 1,2-двузамещенным пятичленным нафтенным. Здесь, наряду с интенсивной и сильно поляризованной линией 890 см^{-1} , появляется еще одна яркая линия, сильно поляризованная и сравнительно узкая, с частотой $750-780\text{ см}^{-1}$ (см. табл. 33). Тот же характер спектра имеет 1,1,2-триметилциклопентан, но с тем отличием, что у него вторая линия имеет пониженную частоту (692 см^{-1}). Наконец, в спектрах 1,3-двузамещенных и тризамещенных циклопентановых углеводородов (с упомянутым исключением для 1,1,2-за-

Таблица 34

Валентные симметричные колебания остова 1,3-двузамещенных и тризамещенных пятичленных нафтен

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
цис-1,3-Диметилциклопентан	803 878	50 4	0,2 —	220 —	13 —	[1, 60]
транс-1,3-Диметилциклопентан	828	65	0,1	180	8	[1, 60]
транс-1-Метил-3-этилциклопентан	837	25	0,2	140	14	[1]
1-Метил-3-н.пропилциклопентан	817 832 894	10 18 7	— — —	— 85 34	— 11 12	[1]
1,1,3-Триметилциклопентан	746 792	14 21	0,2 0,09	42 85	5,4 9	[1]
цис, цис, транс-1,2,4-Триметилциклопентан	748 761 854	23 27 8	0,1 — 0,5	70 80 46	5,5 5,3 15	[1]
цис, транс, цис-1,2,4-Триметилциклопентан	769 811 824	60 11 11	0,2 — —	140 80 —	3,0 20 —	[1]
цис, цис, транс-1,4-Диметил-2-этилциклопентан	772 796	10 7	— —	65	—	[1]
цис, транс, цис-1,4-Диметил-2-этилциклопентан	745 761 792 809 855	7 14 6 5 7	— — — — —	90 47 42	— — 15	[1]
цис, цис, транс-1,2,3-Триметилциклопентан	747 844 867	80 18 23	0,1 — —	— — —	— — —	[127]
цис, цис, цис-1,2,3-Триметилциклопентан	763 868	50 34	0,1 0,3	— —	— —	[127]
цис, транс, цис-1,2,3-Триметилциклопентан	766 812 877	30 20 26	0,2 0,2 —	— — —	— — —	[127]

мещенных) линия 890 см^{-1} исчезает и остаются линии лишь в области $750\text{—}850\text{ см}^{-1}$ (табл. 34).

Из приведенных в начале этого раздела данных можно с несомненностью заключить, что линия 890 см^{-1} представляет собой характеристическую линию пятичленного кольца. Частота этой линии (и другие параметры) при переходе от одной молекулы к другой меняются в очень небольших пределах — $3\text{—}5\text{ см}^{-1}$ (см. табл. 32 и 33). Поэтому отсутствие линии 890 см^{-1} в спектрах ряда пятичленных нафтен свидетельствует о том, что под влиянием заместителей колебания кольца в молекулах подобных соединений весьма искажены¹. Это приводит к мысли, что роль кольца

¹ В работе [127] частоты 868 см^{-1} цис, цис, цис-1,2,3-триметилциклопентана, 877 см^{-1} , цис, транс, цис-1,2,3-триметилциклопентана и 867 см^{-1} цис, цис, транс-1,2,3-триметилциклопентана интерпретируются как частоты колебаний кольца. Это представляется нам хотя и возможным, но не вполне обоснованным, так как близость частот указанных линий к частоте кольца $\sim 890\text{ см}^{-1}$ сама по себе еще не может служить доказательством подобного отнесения. С другой стороны, если следовать интерпретации, данной в работе [127], то следовало бы линии 803 и 828 см^{-1} 1,3-двузамещенных циклопентановых углеводородов также рассматривать, как принадлежащие колебаниям кольца, но тогда трудно понять, почему у тризамещенных циклопентановых углеводородов имеет место меньшее смещение частот, чем у двузамещенных. Предположению о «расщеплении» колебаний кольца противоречит тот факт, что у 1,2-двузамещенных циклопентанов основная линия 890 см^{-1} не смещается, а у 1,3-двузамещенных наблюдается лишь одна линия, т. е. «расщепления» не происходит.

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 161

как характеристического структурного элемента в молекулах циклических углеводородов, имеющих большое число разветвлений, сильно снижена. Вследствие ослабления пятичленного кольца как характеристического структурного элемента молекулы получают возможность проявиться другие характеристические структурные элементы. В результате в спектрах 1,2-двузамещенных циклопентанов и 1,2,3- и 1,2,4-тризамещенных циклопентанов проявляются полносимметричные линии смежных третичных атомов углерода, в спектрах 1,1,2- и 1,1,3-триметилциклопентанов — четвертичного атома углерода¹. Наконец, при очень сильном искажении колебаний кольца, когда линия 890 см^{-1} совсем исчезает, проявляются линии «слабого» структурного элемента — третичного атома углерода. Полная аналогия параметров линий, принадлежащих валентным полносимметричным колебаниям указанных структурных элементов, выступает совершенно отчетливо при сопоставлении спектров 1,2-двузамещенных и тризамещенных циклопентанов и спектров парафинов со смежными третичными атомами углерода (табл. 33, 34 и 17 соответственно), спектров 1,1,2- и 1,1,3-триметилциклопентанов со спектрами парафинов с четвертичным атомом углерода (табл. 33 и 19) и, наконец, спектров 1,3-двузамещенных циклопентанов со спектрами парафинов с двумя несмежными атомами углерода (табл. 34 и 13). Таким образом, сглаживание специфических особенностей колебаний молекулы, определяемых наличием в них кольца, весьма сближает спектры комбинационного рассеяния этих молекул со спектрами парафинов. Можно отметить, что спектры гем-замещенных циклопентанов, в которых заместители имеются только у одного атома, весьма сходны со спектрами однозамещенных циклопентанов, тогда как спектры 1,1,2- и 1,1,3-триметилциклопентанов сходны соответственно со спектрами 1,2- и 1,3-двузамещенных циклопентанов.

Таблица 35

Характеристические линии четвертичного атома углерода в спектрах пятичленных нафтенов

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	Литературная ссылка
1,1-Диметилциклопентан	939 954	6 6	— —	90	—	1230	16	0,8	160	[1]
1-Метил-1-этилциклопентан	—	—	—	—	—	1225	12	0,8	—	[60]
1,1,2-Триметилциклопентан	935	20	0,3	—	—	1230	16	0,8	—	[60]
1,1,3-Триметилциклопентан	936	13	0,8	65	12	1235	9	0,6	70	[1]
2-Метил-2-циклопентилпропан	927	5*	—	—	—	1217 1255	1* 4*	—	—	[128]
2-Этил-2-циклопентилпропан	932	2*	—	—	—	1232	2*	—	—	[128]

* По визуальной оценке.

¹ В спектрах 1,1-двузамещенных циклопентанов сильно поляризованные линии в области $710\text{—}720\text{ см}^{-1}$, которые можно интерпретировать как валентные симметричные линии четвертичного атома углерода, имеют пониженную интенсивность и повышенную ширину по сравнению с аналогичными линиями в спектрах других углеводородов. Это изменение параметров можно объяснить за счет того, что искажения колебаний кольца в указанных молекулах еще сравнительно невелики.

Приведенная точка зрения получает подтверждение при сопоставлении спектров пятичленных нафтенос со спектрами парафинов в области характеристических частот упоминавшихся выше характеристических структурных элементов. Так, в спектрах пятичленных нафтенос, обладающих четвертичным атомом углерода, имеются характеристические линии этого структурного элемента в области 930—950 и 1230 см^{-1} (табл. 35), аналогичные подобным линиям парафинов (см. табл. 21 и 22). У пятичленных нафтенос со смежными третичными атомами углерода имеются линии в областях 950, 1160 и 1190 см^{-1} (табл. 36), аналогичные линиям парафинов с тем же структурным элементом (см. табл. 18). В спектрах пятичленных нафтенос с заместителями в положении 1,3 имеются линии третичного атома углерода с частотами в областях ~ 950 и $\sim 1145 \text{ см}^{-1}$, однако линия в области $\sim 1170 \text{ см}^{-1}$, наблюдающаяся в спектрах парафинов с этим структурным элементом, у указанных нафтенос отсутствует.

Таблица 36

Характеристические линии смежных третичных атомов углерода в спектрах пятичленных нафтенос

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
цис-1,2-Диметилциклопентан	942	8	0,9	20	—	1160	4	0,9	—	—	[1]
	956	8				1192	7	0,8	55	22	
	981	8									
транс-1,2-Диметилциклопентан	957	6	0,8	80	—	1147	11	0,6	65	15	[1]
						1186	3	0,3	65	—	
						1205	3				
Цис-1-Метил-2-этилциклопентан	984	9	0,8	—	—	1158	3	—	—	—	[60]
						1196	7	1,0	—	—	
Цис-1-Метил-2-н.бутилциклопентан	980	10	—	60	—	1150	5	—	40	—	[1]
						1191	8	—	25	—	
транс-1-Метил-2-н.бутилциклопентан	987	2	—	—	—	1138	9	—	44	12	[1]
	1001	8				1185	7	—	14	—	
цис, цис, транс-1,2,4-Триметилциклопентан	938	10	0,5	60	15	1148	6	0,7	75	35	[1]
	975	3				1172	8	0,4	80	30	
цис, транс, цис-1,2,4-Триметилциклопентан	938	11	0,6	60	14	1148	18	0,76	120	18	[1]
	966	3									
цис, цис, транс-1,4-Диметил-2-этилциклопентан	954	5	—	—	—	1149	12	—	90	21	[1]
	972	6									
цис, транс, цис-1,4-Диметил-2-этилциклопентан	964	9	—	75	23	1150	7	—	90	—	[1]
						1164	7				
цис, цис, цис-1,2,3-Триметилциклопентан	964	24	0,5	—	—	1155	18	0,7	—	—	[127]
						1173	18				
						1197	4				
цис, цис, транс-1,2,3-Триметилциклопентан	946	32	—	—	—	1144	33	—	—	—	[127]
	966	15				1169	28				
	982	22				1188	38				
цис, транс, цис-1,2,3-Триметилциклопентан	944	14	0,9	—	—	1158	28	0,87	—	—	[127]
	986	19									

Следует заметить, что характерные признаки структурных элементов, входящих в состав кольца, выражены заметно слабее, чем у аналогичных структурных элементов, принадлежащих замещающему радикалу. Это особенно заметно в случае третичного атома углерода. Характеристические линии третичного атома углерода не обнаруживаются в спектрах однозамещенных циклопентанов с нормальным строением замещающего радикала. Это показывает, что третичный атом углерода, входящий в состав кольца, совершенно «подавлен» более «сильным» характеристическим структурным элементом — кольцом. Если же в однозамещенных циклопентанах замещающий радикал разветвлен, то появляется обычная совокупность характеристических линий этого структурного элемента. Поскольку третичный атом углерода является одним из наименее устойчивых характеристических структурных элементов, то можно думать, что наличие в замещающем радикале других характеристических структурных элементов также приведет к появлению в спектре принадлежащих им характеристических линий. Имеющиеся в литературе данные подтверждают это предположение. Так, например, в спектрах 2-метил-2-циклопентилпропана и 2-этил-2-циклопентилпропана — веществ, имеющих четвертичный атом в замещающем радикале, имеются линии четвертичного атома в областях 710—715 (см. табл. 32), 930 и ~ 1250 см^{-1} (см. табл. 35).

При рассмотрении полносимметричных линий однозамещенных циклопентанов уже отмечалось, что при достаточной длине замещающего радикала в спектрах комбинационного рассеяния появляются частоты, характерные для свободной цепочки углеродных атомов. Для подобных соединений характерна также линия в области 1300 см^{-1} , интенсивность которой повышается по мере увеличения длины свободной цепочки. Эта линия по своим параметрам вполне аналогична линии с той же частотой у нормальных парафинов. Как и в случае н. парафинов, ее можно вполне однозначно отнести к ν -колебанию группы CH_2 .

В заключение этого параграфа рассмотрим линии, лежащие в области деформационных колебаний остова (ниже 600 см^{-1}). Данные для линий в этой области спектра для однозамещенных циклопентанов приведены в табл. 37 (мы ограничиваемся рассмотрением наиболее интенсивных линий). Как видно из первой колонки табл. 37, частота наиболее интенсивной и притом наиболее поляризованной и узкой деформационной линии закономерно связана с числом атомов углерода m_C в наиболее длинной свободной цепочке, имеющейся в молекуле (в число m_C входит атом C, от которого начинается разветвление). Эта закономерность выражается точно такой же эмпирической формулой, как и для разветвленных парафинов (см. § 9 и 11):

$$\Delta\nu = \frac{a}{m_C + 6}, \quad (15.1)$$

где $a = 3400$ для циклопентанов с нормальным строением замещающего радикала и $a = 3000$ для случая, когда пятичленное кольцо привешено к одному из внутренних атомов цепочки. Соответствующие зависимости представлены графически на рис. 23. Общий ход указанной зависимости совершенно тот же, как и у парафинов (ср., например, рис. 13 и 15). Параметры рассматриваемой линии у обоих классов углеводородов также очень близки. Таким образом, есть все основания думать, что как в случае парафинов, так и в случае нафтенных проявляется одна и та же закономерность. Отсюда следует, что рассматриваемая частота деформационных колебаний остова в случае однозамещенных циклопентанов непо-

Таблица 37

Деформационные колебания остова в спектрах однозамещенных пятичленных нафтен

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
Метилциклопентан	534	20	—	55	4,5	307	3	0,8	—	—	[1]
						320	3	—	—	—	
						431	6	—	20	6,4	
Этилциклопентан	391	23	0,3	80	7	422	11	0,3	60	14	[1]
						542	2	0,7	37	—	
n-Пропилциклопентан	321	18	—	50	4,7	367	10	—	33	6,4	[1]
n-Бутилциклопентан	299	24	0,3	90	8	—	—	—	—	—	[1]
n-Амилциклопентан	276	18	—	55	5,4	—	—	—	—	—	[1]
n-Гексилциклопентан	262	13	—	—	—	238	17	—	—	—	[1]
n-Гептилциклопентан	247	7	—	—	—	222	7	—	—	—	
n-Октилциклопентан	237	5	—	—	—	260	3	—	—	—	[1]
Изопропилциклопентан	465	16	0,1	58	7,4	334	16	0,2	60	7,8	
						418	8	0,8	40	12	[1]
2-Циклопентилбутан	331	23	0,3	65	5	482	6	—	45	2	
						508	5	—	—	—	[40]
2-Циклопентилпентан	313	30	0,3	—	—	429	7	0,6	—	—	
2-Циклопентилгептан	241	4	—	—	—	420	3	—	—	—	[40]
2-Циклопентилоктан	252	6	—	—	—	229	3	—	—	—	[1]
						408	3	—	30	—	[128]
3-Циклопентилпентан	330	4*	—	—	—	390	2*	—	—	—	

* По визуальной оценке.

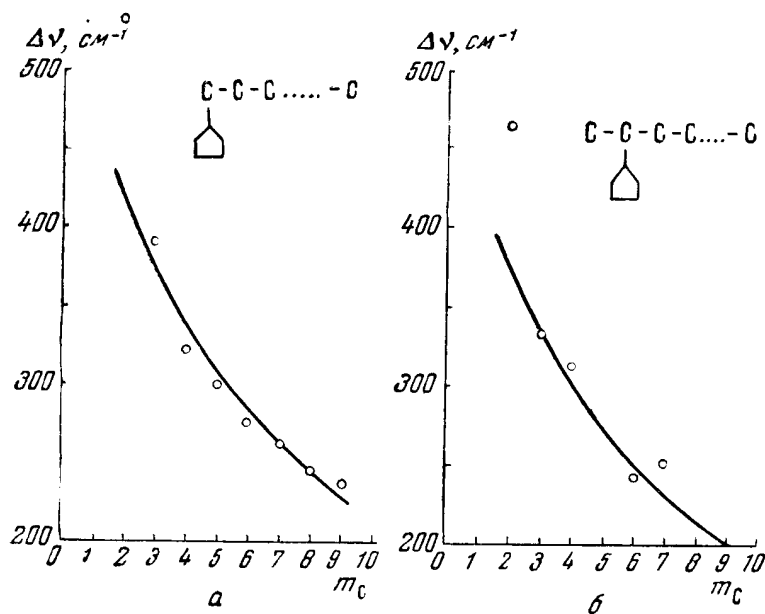


Рис. 23. Зависимость частоты деформационных линий в спектрах пятичленных нафтен от длины замещающего радикала

а — кольцо на конце радикала; б — кольцо на втором месте

Таблица 38
Деформационные колебания остова в спектрах двузамещенных и тризамещенных пятичленных нефтяных

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Сила деформационного колебания
1,1-Диметилциклопентан	562	24	0,18	100	9	—	—	—	—	—	350	14	0,4	55	8,4	[1]
1-Метил-1-этилциклопентан	572	8	0,3	—	—	358	17	0,3	—	—	406 428	5 7	0,7 0,5	—	—	[60]
цис-1,2-Диметилциклопентан	496	18	0,6	50	4,7	—	—	—	—	—	334 372	4 2	0,7 0,9	50	—	[1]
транс-1,2-Диметилциклопентан	497	39	0,2	100	4,0	—	—	—	—	—	262 527	7 6	0,7 0,9	70	—	[1]
цис-1-Метил-2-этилциклопентан	470	7	0,6	—	—	404	18	0,2	—	—	310 492	5 5	— 0,8	—	—	[60]
цис-1-Метил-2-н.бутилциклопентан	501	3	—	—	—	277 297	8 8	—	60	—	372 382	5 5	—	—	—	[1]
транс-1-Метил-2-н.бутилциклопентан	504	9	—	234	4	288	7	—	30	—	237 248	7 7	—	50	—	[1]
цис-1,3-Диметилциклопентан	549	9	0,4	—	—	—	—	—	—	—	190 377	8 7	0,5	—	—	[60]
транс-1,3-Диметилциклопентан	513	19	0,3	—	—	—	—	—	—	—	422	7	—	—	—	[60]
транс-1-Метил-3-этилциклопентан	522	7	0,5	65	—	394	18	0,2	65	7,4	303 425	5 6	—	—	—	[1]
1-Метил-3-н.пропилциклопентан	530 547	1 1	—	24	—	313 325	12 12	—	45	—	385	5	—	—	—	[1]

Т а б л и ц а 38 (окончание)

Вещество	Δv	I_0	ρ	I_∞	δ	Δv	I_0	ρ	I_∞	δ	Δv	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
1,1,2-Триметилциклопентан	507	12	0,4	—	—	—	—	—	—	—	273 358 548	7 10 4	0,7 0,8 0,7	— — —	— — —	[60]
1,1,3-Триметилциклопентан	531	16	0,2	60	7,8	—	—	—	—	—	290 343 409 570	7 13 8 9	— 0,7 — —	30 60 38 50	10 11 11,5 14	[4]
цис,цис,транс-1,2,4-Триметилциклопентан	498 520	19 12	0,5 0,2	90 —	11 —	—	—	—	—	—	289 370	4 4	— —	— —	— —	[4]
цис,транс,цис-1,2,4-Триметилциклопентан	490	21	0,2	90	10	—	—	—	—	—	257 529	9 10	0,8 0,9	— 55	— 14	[4]
цис,цис,транс-1,4-Диметил-2-этилциклопентан	483	6	—	35	15	420	6	—	26	10	317 524	3 4	— —	26 38	25 27	[4]
цис,транс,цис-1,4-Диметил-2-этилциклопентан	501	3	—	—	—	392 416	5 4	— —	30	—	325 516	5 5	— —	28 45	14 26	[4]
цис,цис,цис-1,2,3-Триметилциклопентан	468 589 607	32 19 19	0,3 0,3	— —	— —	—	—	—	—	—	310 359	12 4	0,5 0,7	— —	— —	[127]
цис,цис,транс-1,2,3-Триметилциклопентан	516	35	0,3	—	—	—	—	—	—	—	264 303 341 407 564	20 23 23 23 23	0,7 — — — 0,7	— — — — —	— — — — —	[127]
цис,транс,цис-1,2,3-Триметилциклопентан	495 520	33 22	0,2 0,2	— —	— —	—	—	—	—	—	259	21	0,6	—	—	[127]

средственно связана с колебаниями замещающего радикала и не имеет отношения к колебаниям самого кольца.

Предположение о том, что линии в области деформационных колебаний остова — по крайней мере наиболее интенсивные, поляризованные и узкие — связаны в основном с колебаниями радикалов, привешенных к кольцу, и характеризуют именно эти радикалы, оправдывается и в случае двузамещенных и тризамещенных циклопентанов. Данные для линий в этой области спектра приведены в табл. 38. В первой и второй колонках таблицы помещены линии, которые выделяются своей большой интенсивностью, сильной поляризацией и малой шириной. По совокупности указанных параметров отделить подобные линии в спектре каждого углеводорода обычно не представляет труда. Для сопоставления в последней колонке приведены данные для остальных линий в области ниже 600 см^{-1} , причем мы ограничились в каждом случае рассмотрением наиболее интенсивных линий. В спектрах всех циклопентановых углеводородов, имеющих в качестве заместителей только метильные группы, наиболее интенсивные, поляризованные в узкие линии располагаются в интервале частот от 570 до 480 см^{-1} (первая колонка табл. 38). В середине этого интервала частот лежит и соответствующая линия метилциклопентана 534 см^{-1} (см. табл. 37). Если один из замещающих радикалов удлиняется, то у линий, обладающих наибольшей интенсивностью (и наиболее поляризованных и узких) уменьшается частота. При этом интервалы частот, в которых лежат указанные линии, таковы: для этильной группы $360\text{—}420\text{ см}^{-1}$; для пропильной группы $313\text{—}325\text{ см}^{-1}$; для бутильной группы $270\text{—}300\text{ см}^{-1}$ (см. вторую колонку табл. 38).

Сопоставляя эти интервалы со значениями частот деформационных линий этилциклопентана (391 см^{-1}), н. пропилциклопентана (321 см^{-1}) и н. бутилциклопентана (299 см^{-1}), мы видим, что они попадают каждый раз в середину соответствующих интервалов частот дву- и тризамещенных циклопентанов.

Таким образом, для деформационных линий наибольшей интенсивности, наиболее поляризованных и узких во всех случаях частоты подчиняются одной и той же закономерности: они уменьшаются при удлинении замещающего радикала так же, как и частоты соответствующих линий монозамещенных циклопентанов.

В спектрах дву- и тризамещенных циклопентанов, имеющих одновременно в качестве заместителей метильную группу и какой-либо более длинный радикал, имеются наряду с линиями этого радикала также и деформационные линии метильной группы (см. первую колонку табл. 38). Однако интенсивности линий метильной группы в большинстве случаев значительно меньше интенсивностей линий более длинного радикала, имеющегося в молекуле.

§ 16. Шестичленные нафтенy

Спектры комбинационного рассеяния шестичленных нафтенy заметно отличаются от спектров парафинов и пятичленных нафтенy по характеру линий. Многие линии в спектрах шестичленных нафтенy значительно уже и интенсивнее линий в соответствующих областях спектра парафинов и пятичленных нафтенy. Это отличие особенно резко проявляется в области полносимметричных колебаний остова. Вместе с тем, в спектрах шестичленных нафтенy имеется группа линий довольно большой интенсивности, характерных именно для данного класса углеводородов.

В области полносимметричных колебаний остова ($700\text{—}850\text{ см}^{-1}$) спектры шестичленных нафтенy имеют обычно несколько линий большой ин-

тенсивности и сильно поляризованных. При этом, в отличие от пятичленных нафтенных, частота полносимметричных колебаний кольца циклогексана (802 см^{-1}) не сохраняется в спектрах его производных. Это обстоятельство значительно усложняет интерпретацию спектров. В частности, из-за близости параметров линий в рассматриваемой области спектра часто затруднительно решить без привлечения дополнительных данных или проведения специальных расчетов, какая из линий наиболее непосредственно связана с пульсационными колебаниями самого кольца — основного характеристического структурного элемента данного класса углеводородов.

Мы рассмотрим вначале полносимметричные колебания остова однозамещенных шестичленных нафтенных. Как можно видеть из приводимых в табл. 39 данных, линии, по своим параметрам наиболее близкие к полносимметричной линии колебаний кольца циклогексана, имеют у однозамещенных шестичленных нафтенных пониженную частоту, которая притом не остается строго постоянной. При удлинении замещающего радикала частота указанных линий сначала понижается (у метилциклогексана) до 770 см^{-1} , потом эта линия расщепляется на две-три компоненты, из которых одна имеет частоту $\sim 790\text{ см}^{-1}$, очень близкую к частоте циклогексана, другие же лежат в области $760\text{—}780\text{ см}^{-1}$. Все эти линии сильно поляризованы и довольно узки. Суммарная интегральная интенсивность указанных линий (на $1\text{ г}\cdot\text{моль}$) при удлинении замещающего радикала уменьшается.

Одновременно с этой группой линий, в спектрах всех однозамещенных нафтенных имеется очень характеристичная по частоте линия $\sim 842\text{ см}^{-1}$, по интенсивности и степени деполаризации также несомненно относящаяся к классу полносимметричных (см. табл. 39). Кроме того, в спектрах однозамещенных шестичленных нафтенных с достаточно длинным замещающим радикалом наблюдаются сравнительно слабые линии в области $800\text{—}890\text{ см}^{-1}$ (третья колонка табл. 39), которые можно интерпретировать как полносимметричные линии колебаний радикала.

Спектры шестичленных нафтенных, имеющих два и более заместителя, исследованы сравнительно слабо¹. Поэтому можно отметить лишь некоторые общие спектральные признаки этих углеводородов, связанные с влиянием на колебания кольца таких структурных элементов, как четвертичный атом углерода, смежные третичные атомы и т. п. Так, в спектрах гемзамещенных шестичленных нафтенных происходит значительное изменение частоты основной (наиболее интенсивной) полносимметричной линии, которая снижается примерно до 700 см^{-1} . Вторая линия, имевшая в однозамещенных нафтенах частоту $\sim 842\text{ см}^{-1}$, расщепляется на две компоненты. В спектрах гемзамещенных шестичленных нафтенных обнаруживаются также характеристические линии четвертичного атома углерода в области $900\text{—}950$ и $1200\text{—}1250\text{ см}^{-1}$.

В спектрах двузамещенных и тризамещенных шестичленных нафтенных, обладающих смежными третичными атомами углерода, также наблюдается понижение частоты наиболее интенсивной линии в области полносимметричных колебаний остова. Значение этой частоты лежит в интервале $730\text{—}750\text{ см}^{-1}$, совпадающем с интервалом частот смежных третичных атомов углерода в парафинах.

В спектрах дву- и тризамещенных шестичленных нафтенных, не имеющих смежных третичных атомов углерода, наблюдается сближение параметров полносимметричных линий с параметрами соответствующих линий однозамещенных шестичленных нафтенных. Линии пространственных изомеров

¹ Мы использовали наряду с данными [1] и [60] также данные [129, 138—140], в которых оценка интенсивностей производилась визуально.

Таблица 39

Валентные симметричные колебания остова однозамещенных шестичленных нафтен

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	δ	I'_{∞}	$\Delta\nu$	I_0	ρ	δ	I'_{∞}	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	Литературная ссылка
Циклогексан	802	250	0,05*	2,0	540*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[1]
Метилциклогексан	770	115	0,09*	4,0	360*	845	30	0,2	5,4	115	—	—	—	—	[1]
Этилциклогексан	754	32	0,28*	5,9*	170*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[1]
	795	34	0,28*	6,1*	200*	842	23	—	4,7	90	—	—	—	—	[1]
н.Пропилциклогексан	781	37	0,17*	1,5	180	—	—	—	—	—	869	5	—	—	[1]
	787	37		1,5		842	15	—	2	50	882	8	—	—	
	794	19		0,14*		—	—	—	—	—	898	8	—	—	
н.Бутилциклогексан	773	18	0,3	—	—	845	13	0,3	—	—	880	5	—	—	[60]
	793	16	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
н.Гексилциклогексан	776	19	0,27*	—	250	—	—	—	—	—	811	4	—	—	[1]
	793	19	0,24*	—		844	21	0,23*	5,5	135	894	4	—	50	
Изопропилциклогексан	770	48	0,2	—	—	828	14	0,5	—	—	891	4	—	—	[60]
	—	—	—	—	—	854	18	—	—	—	—	—	—	—	
Изобутилциклогексан	778	43	0,29	—	—	847	30	0,1	—	—	812	27	0,2	—	[60]
Дициклогексил	767	41	0,18*	1,8	140	847	45	0,10*	3,5	210	895	3	—	—	[1]
	787	30	0,42*	6	180	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	789	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Дициклогексилметан	767	17	—	—	—	842	44	—	3,7	225	—	—	—	—	[1]
	784	38	—	—	530	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	794	65	—	9		—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1,2-Дициклогексилэтан	779	35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	[1]
	798	80	—	2,3	380	842	35	—	1,8	145	889	4	—	—	

* По данным наших измерений (δ и I'_{∞} — прямые измерения).

Таблица 40

Характеристические линии колебаний кольца в спектрах однозамещенных шестичленных нафтенов

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	Литератур- ная ссылка	
Циклогексан	1029	105	0,79	520	11	1158	16	0,3	110	16	1267	90	0,77	470	12	1348	13	0,8	130	27	[1]	
Метилциклогексан	1033	45	0,92	270	12,5	1164	27	0,3	130	8	1250 1266	25 35	— 0,77	}270 —		1344	16	0,65	250	38	[1]	
Этилциклогексан	1034	60	0,70	430	12	1161	18	0,3	160	16	1262	48	0,71	340	12	1350	9	0,90	230	—	[1]	
н.Пропилциклогексан	1032	65	0,76	340	6	1161	15	—	65	5	1253 1263	25 36	}0,79		320 —	1346 1365	17 12	}0,8		190	—	[1]
н.Бутилциклогексан	1033	27	0,68	—	—	1160	5	0,8	—	—	1269	18	0,89	—	—	1351	8	0,6	—	—	[60]	
н.Гексилциклогексан	1033	36	—	500	18	1157	8	—	100	15	1261	28	—	420	19	1348	11	—	270	35	[1]	
Изопропилциклогексан	1038	43	0,76	—	—	1166	9	0,6	—	—	1271	26	0,71	—	—	1348	9	0,5	—	—	[60]	
Изобутилциклогексан	1034	33	0,72	—	—	1162	12	0,5	—	—	1263	25	0,81	—	—	1352	18	0,78	—	—	[60]	
Дициклогексил	1038	110	—	640	6	1139 1162	7 11	— —	}150 —		1267	75	—	550	8,5	1351	42	—	340	10	[1]	
Дициклогексилметан	1034	110	—	820	7,5	1186	13	—	250	27	1262	105	—	780	7,5	1350	33	—	530	22	[1]	
1,2-Дициклогексилэтан	1032	110	—	825	7	1160 1180	12 12	— —	}200 —		1263	80	—	690	8	1346	29	—	400	16	[1]	

Таблица 41

Характеристические линии колебаний кольца в спектрах двузамещенных шестичленных нафтен

Вещество	$\Delta\nu$	I_s	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_s	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_s	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_s	ρ	I'_{∞}	δ	Литературная ссылка
1,1-Диметилциклогексан	1028	37	0,65	290	13	1190	29	0,47	260	16	1267	30	0,68	300	19	1352	5	0,7	140	—	[1]
1-Метил-4-этилциклогексан	1033	27	—	—	—	1149	23	—	—	—	1262	30	—	—	—	1339) 1350}	15	—	—	—	[138]
1-Метил-1-пропилциклогексан	1032	45	—	—	—	1190	24	—	—	—	1147	37	—	—	—	1163	33	—	—	—	[138]
1-Метил-1-бутилциклогексан	1040	28	—	—	—	1160	37	—	—	—	1160	37	—	—	—	—	—	—	—	—	[138]
						1183	37	—	—	—	1151	8	—	—	—	1262	34	—	—	—	[138]
						1164	6	—	—	—	1164	6	—	—	—	—	—	—	—	—	
						1186	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
цис-1,2-Диметилциклогексан	1007	27	0,80	180	11	1160	17	0,76	140	15	1257	29	0,79	240	15	—	—	—	—	—	[1]
	1054	17	1,0	140	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	1096	25	0,68	210	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
транс-1,2-Диметилциклогексан	1005	24	0,86	160	11	1160	24	0,51	170	12	1253	18	0,7	130	12	1343	34}	0,78	340	—	[1]
	1078	19	0,69	190	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1355	34}	—	—	—	
цис-1,3-Диметилциклогексан	1056	30	0,80	220	12	1164	19	0,7	170	16	1262	33	0,8	290	16	1364	4	0,6	—	—	[1]
транс-1,2-Диметилциклогексан	1059	43	1,0	290	11	1166	26}	0,85	240	—	1268	14	1,0	170	24	1340	27}	1,0	330	—	
						1179	26}	—	—	—	—	—	—	—	—	1354	25}	—	—	—	
цис-1,4-Диметилциклогексан	1055	31	0,87	260	15	1160	13	0,6	110	—	1263	31	0,79	290	11	1344	18	0,7	220	23	[1]
						1170	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
транс-1,4-Диметилциклогексан	1062	95	0,75	480	7	1166	26	0,4	220	15	1250	48	0,76	220	8	1348	38	0,74	400	19	[1]
цис-1-Метил-4-этилциклогексан	1059	31	—	250	13	1163	19	—	270	26	1264	37	—	320	13	1348	19	—	320	30	[1]
транс-1-Метил-4-этилциклогексан	1069	65	—	370	7	1166	26	—	320	—	1251	41	—	240	8	1345	24}	—	360	—	[1]
						1175	23	—	—	—	—	—	—	—	—	1354	30}	—	—	—	

Таблица 42

Характеристические линии колебаний кольца в спектрах тризамещенных шестичленных наftenов

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_{∞}	δ	Литературная ссылка
1,1,2-Триметилциклогексан	1067	3*	—	—	—	1154 1181	2* 2*	—	—	—	1264	2*	—	—	—	—	—	—	—	—	[129]
1,1,3-Триметилциклогексан	1051 1078	9 14	0,5 0,75	—	—	1193	18	0,66	—	—	1281	12	0,6	—	—	1358	13	0,6	—	—	[129,60]
1,1,4-Триметилциклогексан	1040	4*	—	—	—	1188	4*	—	—	—	1263	4*	—	—	—	1348	2*	—	—	—	[129]
цис-1,3,5-Триметилциклогексан	1048	42	—	250	7,5	1178	65	—	440	9	1272	33	—	250	10	1342	47	—	280	7,5	[1]
транс-1,3,5-Триметилциклогексан	1046 1070	4* 5*	—	—	—	1166	6*	—	—	—	1272	3*	—	—	—	1343 1366	2* 4*	—	—	—	[140]
цис-1,3,5-Триэтилциклогексан	1074	4*	—	—	—	1163	7*	—	—	—	1272	4*	—	—	—	1358	3*	—	—	—	[140]
транс-1,3,5-Триэтилциклогексан	1074	4*	—	—	—	1163	7*	—	—	—	1258	3*	—	—	—	1358	3*	—	—	—	[140]
1,2,3-Триметилциклогексан (смесь простр. изомеров)	1050 1063	4* 2*	—	—	—	1159	4*	—	—	—	1278	3*	—	—	—	1362	2*	—	—	—	[129]
1,2,4-Триметилциклогексан (смесь простр. изомеров)	1047	2*	—	—	—	1165	2*	—	—	—	1254	1*	—	—	—	1349	2*	—	—	—	[129]

* По визуальной оценке.

** Частоты по данным [129], интенсивности и степени деполяризации — по данным [60].

1,3-диметилциклогексана и 1,4-диметилциклогексана очень близки по параметрам к линиям метилциклогексана.

В спектрах всех шестичленных нафтенов имеются четыре линии, выделяющиеся своей сравнительно большой интенсивностью, с частотами соответственно около 1030, 1160—1190, 1260 и 1350 см^{-1} . Подобные линии имеются и в спектре циклогексана и поэтому их можно рассматривать как характеристические линии шестичленного кольца. Данные для этих линий приведены в табл. 40—42. Линия в области 1030 см^{-1} уже обсуждалась выше. Она очень характеристична по частоте для однозамещенных и гемзамещенных шестичленных нафтенов. У других дву- и тризамещенных шестичленных нафтенов частота данной линии несколько колеблется, не выходя, однако, за пределы интервала 1000—1080 см^{-1} , кроме того, у указанных углеводородов эта линия в некоторых случаях расщепляется на две-три компоненты. Тем не менее, благодаря сравнительно большой интенсивности рассматриваемая линия легко может быть выделена среди других линий в этой области спектра. Как видно из табл. 40—42, линия в области 1030 см^{-1} полностью деполаризована. Интегральная интенсивность этой линии (на 1 г·моль) колеблется довольно случайным образом, не выходя, однако, за пределы 250—500 единиц, при среднем значении около 350 (при расщеплении данной линии принималась во внимание суммарная интегральная интенсивность всех компонент). В спектрах молекул с двумя шестичленными кольцами (дициклогексил и его производные) интенсивность рассматриваемой линии примерно удваивается.

Линии в области 1260 и 1350 см^{-1} очень характеристичны по частоте для всех шестичленных нафтенов. Обе эти линии слабо поляризованы. На

Таблица 43

Деформационные колебания остова в спектрах однозамещенных шестичленных нафтенов

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
Циклогексан	—	—	—	—	—	384 427	7 12	—	38 80	13,5 18	—	—	—	—	—	[1]
Метилциклогексан	546	25	0,1	80	6,0	446	30	0,3	100	6,5	408	18	0,7	55	5,5	[1]
Этилциклогексан	364	24	0,5	75	5,7	445 456	9 21	0,4	— 80	— 8	541	13	—	60	11	[1]
н. Пропилциклогексан	298	29	0,3	75	4	444	20	0,3	40	2	—	—	—	—	—	[1]
н. Бутилциклогексан	284	9	0,38	—	—	443	12	0,4	—	—	471	7	—	—	—	[60]
н. Гексилциклогексан	228 255	4 4	— —	— —	— —	446	8	—	50	16	—	—	—	—	—	
Изопропилциклогексан	313	9	—	—	—	436 466	12 13	— —	— —	— —	495 570	8 9	— —	— —	—	[60]
Изобутилциклогексан	290	21	0,48	—	—	451	21	0,3	—	—	—	—	—	—	—	[60]
Дициклогексил	275	42	—	90	2,5	434 461	19 12	—	50	4	484	10	—	29	5	[1]
Дициклогексилметан	258	39	—	130	6,5	444	19	—	50	4	424	12	—	40	6,5	[1]
1,2-Дициклогексилэтан	195 202	27 25	— —	— —	— —	435 445	21 21	— —	100	—	261	13	—	—	—	[1]

основании данных расчета (см. § 6) они могут быть отнесены у циклогексана к колебаниям типа A_g . Как и в случае линии 1030 см^{-1} , интенсивности линий 1260 и 1350 см^{-1} не остаются строго постоянными, однако колебания интенсивностей не очень велики. При наличии в молекуле двух колец происходит отчетливое удвоение интенсивностей (см. табл. 40). Среднее значение интенсивности для линии 1260 см^{-1} составляет около 300, а для линии 1350 см^{-1} — около 250.

Линия в области 1160 см^{-1} обнаруживает некоторые колебания частоты, которая повышается в некоторых случаях до 1190 см^{-1} ; иногда эта линия расщепляется. Как правило, линия 1160 см^{-1} поляризована, но степень деполяризации довольно велика (от 0,3 до 0,6). Приводимые в табл. 40 — 42 более высокие значения ρ для некоторых шестичленных нафтенных (0,7—0,8), возможно, обусловлены ошибками измерений. Средняя интенсивность I_∞ для этой линии (на 1 г. моль) составляет около 110 для однозамещенных и около 200 для двузамещенных нафтенных. Рассматриваемая

Таблица 44

Деформационные колебания остова в спектрах двузамещенных шестичленных нафтенных

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I_∞	δ	Литературная ссылка
1,4-Диметилциклогексан	557	21	—	70	6,4	—	—	—	—	—	322	23	0,58	140	16	[1]
1-метил-1-этилциклогексан	559	15	—	—	—	412	15	—	—	—	322	17	0,6	65	9	[138]
1-Метил-1-пропилциклогексан	556	8	—	—	—	301	26	—	—	—	458	16	—	—	—	[138]
	494	24	—	—	—	—	—	—	—	—	413	10	—	—	—	
1-метил-1-бутилциклогексан	557	7	—	—	—	277	33	—	—	—	463	12	—	—	—	[1]
	499	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
цис-1,2-Диметилциклогексан	539	18	—	60	6,4	—	—	—	—	—	416	26	0,2	80	5,6	[1]
	596	8	—	55	19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
транс-1,2-Диметилциклогексан	501	90	0,09	160	1,8	—	—	—	—	—	417	19	0,5	65	6,7	[1]
											441	22	0,5	60	4,3	
цис-1,3-Диметилциклогексан	455	23	0,3	60	4,0	—	—	—	—	—	488	11	0,3	40	7,5	[1]
	626	15	0,5	80	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
транс-1,3-Диметилциклогексан	546	55	0,2	130	3,0	—	—	—	—	—	419	45	0,43	160	7,2	[1]
цис-1,4-Диметилциклогексан	472	26	0,4	90	6,8	—	—	—	—	—	373	17	0,4	—	—	[1]
	637	24	—	95	8,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
транс-1,4-Диметилциклогексан	454	43	0,2	110	3,8	—	—	—	—	—	376	65	0,4	150	3,0	[1]
											475	20	0,6	95	11	
цис-1-Метил-4-этилциклогексан	443	10	—	45	10	368	15	—	55	8	—	—	—	—	—	[1]
	631	31	—	80	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
транс-1-Метил-4-этилциклогексан	454	27	—	49	1,8	345	38	—	80	2,3	—	—	—	—	—	[1]
	477	23	—	60	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

линия, по-видимому, принадлежит полносимметричным колебаниям остова (см. § 6). Отнесение ее к вращению группы CH_2 в своей плоскости, как это сделано в работах [134—135], плохо согласуется с экспериментальными данными. Большая характеристичность параметров данной линии говорит скорее о связи ее с колебаниями кольца.

Совокупность линий 1030, 1160, 1260 и 1350 см^{-1} настолько характерна для шестичленных нафтенных, что позволяет без труда отличить их от других классов углеводородов.

В области деформационных колебаний остова спектры шестичленных нафтенных имеют обычно более интенсивные и узкие линии, чем парафины и пятичленные нафтенные. Данные для наиболее интенсивных линий в этой области спектра для одно- и двузамещенных шестичленных нафтенных приведены в табл. 43 и 44.

Если выделить в рассматриваемой области спектра у однозамещенных шестичленных нафтенных наиболее интенсивные, поляризованные и узкие линии, подобно тому, как это делалось при рассмотрении деформационных колебаний парафинов и пятичленных нафтенных, то оказывается, что указанные линии разбиваются на две группы.

В первой группе (первая колонка табл. 43) частота линий систематически падает по мере удлинения замещающего радикала. Зависимость частоты данных линий от длины замещающего радикала представлена на рис. 24, из которого видно, что эта зависимость почти совпадает с аналогичной зависимостью у пятичленных нафтенных и парафинов (ср. рис. 23 и 15). Приближенно она может быть выражена формулой, аналогичной соответствующим формулам для парафинов и пятичленных нафтенных,

$$\Delta\nu = \frac{3100}{m_c + 6}, \quad (16.1)$$

где m_c — число атомов углерода в наиболее длинной цепочке (включая атом, от которого начинается разветвление). Эта зависимость представлена на рис. 24 сплошной линией.

Таким образом, можно заключить, что линии первой группы характеризуют колебания замещающего радикала и мало связаны с колебаниями кольца. Вторая группа линий (вторая колонка табл. 43) характеризуется значительным постоянством частоты, меняющейся в узком интервале $430\text{—}450\text{ см}^{-1}$. Поскольку параметры линий второй группы не зависят от свойств замещающего радикала, то эти линии естественно приписать деформационным колебаниям самого кольца. В последней колонке табл. 43 приводятся данные для наиболее интенсивных деформационных линий, не вошедших в рассмотренные две группы. Как можно видеть, они слабее, чем линии первых двух групп, а их параметры, по-видимому, не подчиняются каким-либо простым закономерностям.

Таким образом, в отличие от пятичленных нафтенных, в спектрах одно-

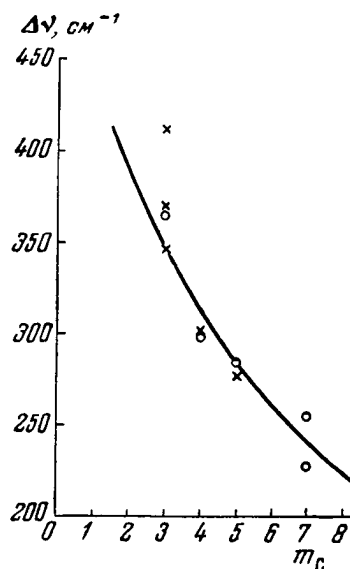


Рис. 24. Зависимость частоты деформационных линий в спектрах шестичленных нафтенных от длины замещающего радикала

○ — однозамещенные нафтенные с радикалом нормального строения; × — двузамещенные нафтенные; кривая рассчитана по формуле (16.1)

замещенных шестичленных нафтенос проявляются деформационные колебания самого кольца. Эти колебания, вероятно, должны проявляться в той или иной форме и в спектрах дву- и тризамещенных шестичленных нафтенос. С такой возможностью во всяком случае нужно считаться при рассмотрении спектров указанных углеводородов в области деформационных частот, что значительно усложняет анализ экспериментальных данных.

При рассмотрении спектров двузамещенных шестичленных нафтенос мы попытались выделить линии, которые по аналогии с пятичленными нафтенами и однозамещенными шестичленными нафтенами можно приписать деформационным колебаниям радикала. Эти линии для метильной группы помещены в первой колонке, для более сложных групп — во второй колонке табл. 44. При этом мы учли установленное ранее систематическое понижение частоты деформационных колебаний при удлинении замещающего радикала. Из приводимых данных видно, что линии, принадлежащие деформационным колебаниям радикала, проявляются в спектрах достаточно отчетливо.

При этом остается, однако, большое число интенсивных линий, интерпретировать которые без детальных расчетов затруднительно.

Интересную особенность обнаруживают спектры цис-изомеров двузамещенных шестичленных нафтенос: в них появляется довольно интенсивная линия в области $600\text{--}640\text{ см}^{-1}$, тогда как в спектрах транс-изомеров никаких линий в этом интервале нет (см. табл. 44). Эта закономерность носит чисто эмпирический характер и подтверждена сравнительно небольшим материалом. Однако при структурном анализе она может служить дополнительным признаком для различения цис- и транс-изомеров, отождествление которых представляет, вообще говоря, большие трудности.

§ 17. Валентные колебания групп СН в нафтенах

Спектры комбинационного рассеяния нафтенос в области валентных колебаний СН значительно отличаются от спектров парафинов. Эти различия выступают наиболее отчетливо в спектрах незамещенных нафтенос, обладающих лишь однотипными группами CH_2 , непосредственно связанными с кольцом. Данные для подобных соединений приведены в табл. 45, причем в эту таблицу включены также данные для пространственных изомеров декалина и дициклогексана, имеющих по два шестичленных кольца.

Как видно из приводимых данных, все нафтенос, начиная с цикlopentана, имеют четыре характеристические группы линий: сильно поляризованную линию, в области $2850\text{--}2860\text{ см}^{-1}$, слабо поляризованную линию значительно меньшей интенсивности¹ в области $2890\text{--}2910\text{ см}^{-1}$ и очень интенсивные линии в областях ~ 2920 и $\sim 2940\text{ см}^{-1}$, из которых первая имеет среднюю поляризацию, а вторая, как правило, поляризована очень сильно. Спектры первых членов ряда нафтенос — циклопропана и циклобутана — выделяются из спектров остальных нафтенос тем, что деполаризованная линия (вторая колонка табл. 45) и очень сильно поляризованная линия (четвертая колонка) имеют более высокие значения частот, постепенно снижающиеся при переходе от циклопропана к циклобутану и затем к цикlopentanу до значений, свойственных другим нафтенам. При этом спектр циклопропана в рассматриваемой области очень близок к спектрам непредельных соединений, для которых характерны поляризованная линия $\sim 3000\text{ см}^{-1}$ и деполаризованная ли-

¹ Возможно, что рассматриваемая линия деполаризована, а ее кажущаяся поляризация обусловлена наложением крыльев соседних сильно поляризованных линий.

Таблица 45

Валентные колебания С—Н в незамещенных нафтенах

Вещество	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	Литературная ссылка
Циклопропан	2853	0,5*	p	3080	6 *	dp	2952	1 *	p	3010 3028	10 * 10 *	p p	[71]
Циклобутан	2870	8*	p	2960	7 *	dp	2921	7 *	p	2981	2 *	p	[123]
Циклопентан	2870	300	0,11	2900 2921	} 140	0,15	2937 2949	} 320	0,28	2969	220	0,02	—
Циклогексан	2852	600	0,13	2886 2895	210 230	} 0,56	2924	540	0,30	2941	540	0,00	—
цис-Декалин	2856 2863	600 610	} 0,18	2895	490	0,41	2920	730	0,32	2934	650	0,07	—
транс-Декалин	2831 2853	700 690	} 0,13	2891	360	0,59	2916	660	0,36	2935	760	0,26	—
Дициклогексил	2850	930	0,17	2892	380	0,55	2923	760	0,52	2940	760	0,10	—
Циклогептан	2851 2862	} 400	0,15	2890	310	0,39	2917	520	0,27	2935 2951	520 75	0,17 —	—
Циклооктан	2855	6*	—	2900	10*	—	2927	10*	—	—	—	—	[125]

* По визуальной оценке.

ния $\sim 3080 \text{ см}^{-1}$ (эти спектры будут рассмотрены в следующей главе). Одновременно в спектре циклопропана имеются, хотя и слабые, линии 2853 и 2952 см^{-1} , характерные для других нафтенев. Таким образом, циклопропан является как бы связующим звеном между неопределенными соединениями и нафтенами. Обратим внимание, что ту же роль играет циклопропан и в области валентных колебаний остова (см. § 14). Спектр циклобутана значительно ближе к спектрам остальных нафтенев, а циклопентан практически уже не выделяется из остальных нафтенев.

Все четыре рассматриваемые линии (точнее — группы линий) несомненно принадлежат единственно присутствующей в рассматриваемых соединениях группе CH_2 . Переход от одного нафтена к другому (начиная с циклопентана) не приводит к большому изменению спектров в рассматриваемой области, хотя строение молекул и их симметрия меняются существенно. Эти изменения структуры молекул проявляются в некотором перераспределении интенсивностей линий и изменении степени деполяризации (см. табл. 45). Таким образом, можно заключить, что все четыре рассматриваемые линии являются характеристическими линиями группы CH_2 , входящей в состав кольца (подобные группы мы будем называть «нафтевыми»). При этом оказывается, что в области валентных колебаний CH спектр «нафтевой» группы CH_2 отличается от спектра «обычной» группы CH_2 в н. парафинах (см. § 12). В последних рассматриваемой группе принадлежат поляризованная линия $\sim 2920 \text{ см}^{-1}$ и деполяризованная $\sim 2900 \text{ см}^{-1}$, соответствующие симметричным и антисимметричным валентным колебаниям данной группы. Кроме того, в парафинах группе CH_2 принадлежит одна «лишняя» линия, которую мы интерпретировали как обертон внутреннего деформационного колебания группы CH_2 , усиленный из-за резонанса Ферми с валентным симметричным колебанием. Таким образом, экспериментальные данные, приводимые в табл. 45, показывают, что с точки зрения внутренней симметрии группы CH_2 в спектрах нафтенев этой группе принадлежат уже две «лишние» линии.

Объяснить появление «лишних» линий группы CH_2 в спектрах нафтенев можно тем же путем, как и в случае парафинов. необходимо учесть динамические взаимодействия подобных групп. При этом линии, идентичные с точки зрения внутренних колебаний группы CH_2 , но принадлежащие колебаниям разного типа симметрии молекулы как целого, будут обладать несколько различающимися значениями частот, что и объясняет появление «лишних» линий. Заметим, что в нафтенах взаимодействие соседних групп CH_2 значительно сильнее, чем в парафинах. Это связано с тем, что в цепочках н. парафинов с плоской транс-конфигурацией отталкивание соседних групп CH_2 меньше, чем у изогнутых изомеров. Конфигурация же нафтевых колец наиболее близка «квазициклическим» поворотным изомерам, т. е. очень сильно изогнутым цепочкам. Так, например, кольцо циклопентана соответствует замкнутой конфигурации плоского цис-изомера, кольцо циклогексана — конфигурации повернутого транс-изомера и т. д. У первых членов ряда — циклопропана и циклобутана, имеющих напряженное кольцо, отталкивание групп CH_2 еще больше. По мере увеличения числа звеньев кольца конфигурация остова нафтенев несколько приближается к конфигурации слабо изогнутых транс-изомеров н. парафинов и можно ожидать также сближения спектров групп CH_2 данных классов углеводородов. Некоторое подтверждение этого предположения дает спектр циклооктана, где вместо четырех наблюдается всего три линии (см. табл. 45).

Учет динамического взаимодействия близких групп CH_2 может быть рожден тем же точно методом, как и в случае парафинов (см. § 12).

Расчет частот с учетом указанного взаимодействия был произведен нами для молекулы циклогексана. Без учета динамического взаимодействия соседних групп CH_2 , но с полным учетом всех кинематических взаимодействий в молекуле, расчет приводит практически всего к двум значениям частот валентных колебаний CH : симметричной $\sim 2925 \text{ см}^{-1}$ и антисимметричной $\sim 2980 \text{ см}^{-1}$ (см. § 6). При учете динамического взаимодействия соседних групп коэффициенты матриц динамического взаимодействия, соответствующие валентным колебаниям CH , получают поправки. Значения этих поправок определяются свойствами векового уравнения, вытекающими из симметрии молекулы циклогексана. Используя данные расчета, произведенного в § 6, получаем следующие выражения для поправок.

1. Колебания типа A_{1g} :

а) диагональный коэффициент, соответствующий симметричной частоте валентных колебаний группы CH_2 , получает поправку

$$\Delta_c^c = 3x_1 + x_2 + x_3 + x_5 + 2x_6 \quad (17.1)$$

(обозначения коэффициентов те же, как и в случае парафинов, см. § 12, табл. 29);

б) диагональный коэффициент, соответствующий антисимметричной частоте группы CH_2 , получает поправку

$$\Delta_c^a = -x_1 + x_2 + x_3 + x_5 - 2x_6; \quad (17.2)$$

в) поправка к недиагональному коэффициенту, соответствующему валентным колебаниям группы CH_2 , равна

$$\Delta_c' = x_1 - x_2 + x_5 - x_3. \quad (17.3)$$

2. Вырожденные колебания типа E_g :

$$\Delta_b^c = -\frac{1}{2} (3x_1 + x_2 + x_3 + x_5 + 2x_6) = -\frac{1}{2} \Delta_c^c; \quad (17.4)$$

$$\Delta_b^a = -\frac{1}{2} \Delta_c^a; \quad (17.5)$$

$$\Delta_b' = -\frac{1}{2} \Delta_c'. \quad (17.6)$$

Колебания других типов симметрии запрещены в комбинационном рассеянии и мы их рассматривать не будем.

В соответствии с формулами (17.1) и (17.4), частота симметричных колебаний группы CH_2 расщепляется на две компоненты, с интервалом между ними в $\frac{3}{2} \Delta_c^c$, что эквивалентно $\sim 70 \text{ см}^{-1}$. Если отнести линию циклогексана 2941 см^{-1} к колебанию типа A_{1g} , то для симметричной частоты группы CH_2 , относящейся к колебаниям типа E_g , получаем значение $\sim 2870 \text{ см}^{-1}$. Колебания с этой частотой должны испытывать сильное резонансное взаимодействие с обертоном деформационной частоты 1450 см^{-1} , лежащим в той же области. Можно предположить, что в результате подобного взаимодействия и образуются наблюдаемые в спектре в рассматриваемой области линии: очень сильная поляризованная линия 2852 см^{-1} и две линии средней интенсивности, поляризованные значительно менее первой, в области 2890 см^{-1} .

Несимметричная частота группы CH_2 также испытывает расщепление, однако величина его значительно меньше — она составляет всего $\frac{3}{2} x_2$, что эквивалентно $\sim 10 \text{ см}^{-1}$. В результате образуется уширенная линия с максимумом 2924 см^{-1} . Поляризация этой линии значительно меньше,

Таблица 46

Валентные колебания С—Н замещенных нафтенов

Вещество	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ
н. Гексилциклогексан	2842 2853	770	0,19	2875	510	0,30	2892	510	0,62	2919	630	0,45	2959	170	0,72
										2933	650	0,21			
цис-1,2-Диметилциклопентан	—	—	—	2869	410	15	2906 2920	300 350	0,22	2937	370	0,32	2961	440	0,52
транс-1,2-Диметилциклопентан . . .	2854	290	0,24	2868	400	0,14	2906	190	0,27	2924	310	0,28	2957	420	0,51
цис-1,4-Диметилциклогексан	2852	440	0,20	2873	270	0,27	2897 2912	380 390	0,33 0,37	2929	460	0,28	2959	250	0,74
транс-1,4-Диметилциклогексан . . .	2845	650	0,16	2868	460	0,23	2911	390	0,44	2926	630	0,18	2955	310	0,49
цис-1,3,5-Триметилциклогексан . .	2837	410	0,12	2867	600	0,13	2912	390	0,20	2928	420	0,17	2957	440	0,39

чем линии 2941 см^{-1} , что хорошо согласуется с отнесением ее к несимметричным колебаниям группы CH_2 .

Таким образом, наблюдаемые в спектре циклогексана линии получают удовлетворительную интерпретацию. Подчеркнем, что при рассмотрении циклогексана мы не использовали никаких новых допущений или предположений по сравнению со случаем парафинов и даже все коэффициенты взаимодействия в обоих случаях одни и те же.

В спектрах других незамещенных нафтенев рассматриваемые линии сохраняются, причем их параметры также не испытывают существенных изменений. Это позволяет принять для них ту же интерпретацию, как и для линий циклогексана. Некоторые вариации интенсивностей линий объясняются использованием для сравнения пиковых значений интенсивностей, что в данном случае незаконно, поскольку ширина линий не остается постоянной. В частности, у циклогексана линии более узкие, чем у цикlopentана и циклогептана. Провести систематические измерения ширины и интегральной интенсивности мы, однако, не смогли из-за значительного перекрывания линий.

В молекулах замещенных нафтенев спектры радикалов в области валентных колебаний CH , по-видимому, не отличаются существенно от соответствующих спектров в молекулах парафинов. Для иллюстрации этого мы приводим в табл. 46 данные для нескольких нафтенев, имеющих в качестве заместителей или только группы CH_3 , или один длинный неразветвленный радикал, т. е. содержащий большое число «парафиновых» групп CH_2 . Насколько можно судить по приводимым данным, наблюдаемые спектры могут быть удовлетворительно интерпретированы как результат наложения спектров «нафтеневых» групп CH_2 и групп CH_3 или соответственно «парафиновых» групп CH_2 . При более сложном строении заместителей спектры нафтенев в области валентных колебаний CH весьма усложняются, так как на линии, принадлежащие «нафтеневым» группам CH_2 , налагаются линии, принадлежащие группам CH_3 , CH_2 и CH заместителя. Отметим, однако, что деполаризованная линия в области $\sim 2960\text{ см}^{-1}$ группы CH_3 попадает на сравнительно чистое место в спектре и поэтому ее интенсивность может служить, как и в случае парафинов, для определения числа групп CH_3 в молекуле (см. табл. 46). Для получения более надежных результатов необходимо производить съемку в поляризованном свете, для исключения наложения на рассматриваемую линию крыльев близких к ней поляризованных линий в области 2940 см^{-1} . Такое наложение приводит к тому, что при измерении степени деполаризации линия $\sim 2960\text{ см}^{-1}$ оказывается частично поляризованной (см. табл. 46).

Таблица 47

Интенсивность вырожденной линии группы CH_3 в поляризованном свете
(n —число групп CH_3)

Вещество	$\Delta\nu$	I'	I'/n
2,3-Диметилбутан	2960	100	25
н. Пропилциклопентан	2963	84	84
цис-1,2-Диметилциклопентан	2961	140	70
транс-1,2-Диметилциклопентан . . .	2957	120	60
н. Пропилциклогексан	2960	62	62
цис-1,4-Диметилциклогексан	2959	100	50
транс-1,4-Диметилциклогексан . . .	2955	100	50
цис-1,3,5-Триметилциклогексан . .	2957	250	83

Результаты измерений в поляризованном свете для нескольких замещенных нафтенос приведены в табл. 47. На основании этих данных можно заключить, что свойства линии $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$, принадлежащей группе CH_3 , в спектрах нафтенос в основном сохраняются. Однако интенсивность этой линии у нафтенос (особенно у пятичленных) выше, чем у парафинов. Поэтому при определении числа групп CH_3 по линии $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$ для каждого типа нафтенос нужно применять свой коэффициент (см. табл. 47).

§ 18. Структурный анализ нафтенос

При разработке схемы структурного анализа нафтенос мы будем предполагать, как и в случае парафинов, что задача состоит в определении строения неизвестного индивидуального углеводорода по его спектрам комбинационного рассеяния. Решение этой задачи является необходимой составной частью решения более общей и сложной проблемы определения группового и индивидуального состава смеси углеводородов.

Вопрос о принадлежности исследуемого вещества к классу нафтенос обычно можно решить, не прибегая к спектрам комбинационного рассеяния, по совокупности таких констант, как температура кипения, плотность, показатель преломления. В случае необходимости решения этого вопроса при помощи спектров комбинационного рассеяния или подтверждения других данных, затруднения могут возникнуть только в исключении принадлежности данного вещества к парафинам; как упоминалось выше, спектры некоторых нафтенос по общему характеру и расположению линий близки к спектрам парафинов. Отличительным признаком нафтенос может служить структура спектра в области валентных колебаний CH . Вследствие наличия в молекуле большого числа групп CH_2 «нафтеносового» типа, соотношение интенсивностей линий групп CH_3 и «парафиновых групп» CH_2 не будет соответствовать молекулярному весу (молекулярный вес исследуемого вещества предполагается известным). Таким образом, при сравнительно небольшой интенсивности линии $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$, характерной для групп CH_3 , в спектрах нафтенос будут иметь небольшую интенсивность также линии в областях 2908 и 1304 см^{-1} , характерные для слаборазветвленных парафинов. Необходимые для указанных заключений измерения наиболее надежно производить по снимкам, полученным в поляризованном свете. Определение числа групп CH_3 (по интенсивности деполаризованной линии $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$) весьма важно также для последующего хода структурного анализа.

После того как принадлежность исследуемого вещества к классу нафтенос решена, встает вопрос о типе кольца. Производные циклопропана могут быть отличены по интенсивным линиям в области $2990\text{--}3080 \text{ см}^{-1}$, характерным, вообще говоря, для непредельных углеводородов; в отличие от последних у производных циклопропана отсутствует характерная линия в области $\sim 1600 \text{ см}^{-1}$. Производные циклогексана легко определяются по совокупности характерных для шестичленного кольца линий в областях $1030\text{--}1050$, $1160\text{--}1190$, 1260 и 1350 см^{-1} (см. § 16). Если в соответствии с указанными признаками исключена принадлежность исследуемого углеводорода к трех- или шестичленным нафтенам, то при наличии в области до $\sim 1200 \text{ см}^{-1}$ резких линий большой интенсивности он относится к производным циклобутана. Наоборот, довольно слабые, расплывчатые линии в указанной области характерны для пятичленных нафтенос. Спектры производных циклопентана, циклооктана и т. д. исследованы к настоящему времени настолько слабо, что указать какие-либо характерные признаки для этих нафтенос затруднительно. По общему характеру спектра подобные нафтенос близки к циклопентановым углеводородам и могут быть

с ними спутаны. С такой возможностью, снижающей надежность структурного анализа нафтен, к сожалению, нужно в настоящее время считаться.

Последующий ход структурного анализа мы рассмотрим лишь для двух наиболее исследованных групп нафтен — пятичленных и шестичленных нафтен. Для других нафтен имеющиеся данные еще недостаточны для проведения систематического структурного анализа.

Пятичленные нафтен.

В зависимости от наличия в спектре интенсивной поляризованной линии $\sim 890\text{ см}^{-1}$, характеризующей полносимметричные колебания кольца, пятичленные нафтен могут быть разделены на две группы. Первая группа, в которую входят однозамещенные нафтен, двузамещенные типов 1,1 и 1,2 и тризамещенные типа 1,1,2, имеют указанную линию; в спектрах пятичленных нафтен второй группы (двузамещенные типа 1,3 и все тризамещенные, кроме типа 1,1,2) такой линии нет.

1-я группа пятичленных нафтен. Наличие в спектрах одновременно с линией 890 см^{-1} также интенсивной поляризованной линии в области $680\text{—}700\text{ см}^{-1}$ свидетельствует о замещении типа 1,1,2; если же подобная линия расположена в области $750\text{—}780\text{ см}^{-1}$, то имеем замещение типа 1,2. Гем-замещенные пятичленные нафтен и другие нафтен, имеющие четвертичный атом углерода в разветвлении, характеризуются линиями в области $930\text{—}950$ и $1230\text{—}1250\text{ см}^{-1}$. При этом для нафтен с четвертичным атомом в разветвлении характерна также интенсивная поляризованная линия в области $710\text{—}730\text{ см}^{-1}$, тогда как у гем-замещенных типа 1,1 подобная линия довольно слаба. Кроме того, гем-замещенные пятичленные нафтен типа 1,1 и однозамещенные с четвертичным атомом в разветвлении различаются числом групп CH_3 , что обнаруживается в интенсивности линии $\sim 2960\text{ см}^{-1}$.

При отсутствии в спектре характеристических линий четвертичного атома углерода и смежных третичных атомов исследуемый углеводород относится к однозамещенным пятичленным нафтен. При этом в случае однозамещенных пятичленных нафтен с неразветвленным радикалом по частоте наиболее интенсивной, узкой и поляризованной линии в области до $\sim 500\text{ см}^{-1}$ можно определить положение атома, к которому привешено пятичленное кольцо. Частота этой линии подчиняется закономерности, описываемой эмпирической формулой (15.1). Некоторые детали строения замещающего радикала могут быть получены также при помощи применения закономерностей, установленных для парафинов (см. § 13).

2-я группа пятичленных нафтен. Тризамещенные пятичленные нафтен типа 1,1,3 имеют характерные линии четвертичного атома углерода в областях $930\text{—}950$ и $1230\text{—}1250\text{ см}^{-1}$ и интенсивную поляризованную линию в области $740\text{—}800\text{ см}^{-1}$. Двузамещенные пятичленные нафтен с заместителями в положении 1,3 отличаются от тризамещенных нафтен типов 1,2,3 и 1,2,4 положением наиболее интенсивных поляризованных линий. Указанные тризамещенные нафтен имеют смежные третичные атомы углерода и в соответствии с этим у них полносимметричные линии располагаются в области $740\text{—}780\text{ см}^{-1}$, тогда как у двузамещенных типа 1,3, не имеющих такого характеристического структурного элемента, полносимметричные линии имеют частоты в области $800\text{—}840\text{ см}^{-1}$. Для тризамещенных пятичленных нафтен типа 1,2,3 весьма характерны также линии в областях $960\text{—}990$ и $1150\text{—}1190\text{ см}^{-1}$. Подобные линии имеются и в спектрах 1,2,4-тризамещенных пятичленных нафтен, но обладают в них значительно меньшей интенсивностью. Дополнительным признаком для

различения дву- и тризамещенных нафтенных указанных типов может служить также интенсивность линии $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$, пропорциональная числу групп CH_3 в молекуле.

Таким образом, спектры комбинационного рассеяния позволяют различать все типы замещения пятичленных нафтенных при числе заместителей от одного до трех. Для нафтенных с большим числом заместителей данных в настоящее время не имеется.

Характеристика наиболее длинного из неразветвленных замещающих радикалов может быть получена по частоте наиболее интенсивной, узкой и поляризованной линии в области до 600 см^{-1} . При наличии только метильных групп частота этой линии лежит в области $480\text{—}570 \text{ см}^{-1}$. Интервалы частот для более длинных замещающих радикалов таковы: этильная группа — $360\text{—}420 \text{ см}^{-1}$; пропильная группа — $310\text{—}325 \text{ см}^{-1}$; бутильная группа — $270\text{—}300 \text{ см}^{-1}$. Для еще более длинных групп длина их может быть определена при помощи графика на рис. 23, а или по формуле (15.1) при соответствующем значении констант.

Ш е с т и ч л е н н ы е н а ф т е н ы

В настоящее время изучены спектры комбинационного рассеяния сравнительно небольшого числа шестичленных нафтенных, поэтому можно дать лишь предварительную схему структурного анализа этих соединений. В такой схеме широко использованы спектральные признаки ряда характеристических структурных элементов (четвертичный атом, смежные третичные атомы и т. п.), установленные при изучении других классов углеводородов.

Общее число групп CH_3 в молекуле может быть установлено, как указывалось выше, по интенсивности линии $\sim 2960 \text{ см}^{-1}$. Это число характеризует разветвленность молекулы и существенно для последующих заключений.

Для решения вопроса о типе замещения важное значение имеет положение в спектре полносимметричных линий колебаний остова, которые у шестичленных нафтенных отличаются сравнительно большой интенсивностью и резкостью. Однозамещенные шестичленные нафтенные имеют наиболее интенсивные поляризованные линии в области $760\text{—}800 \text{ см}^{-1}$. Для них очень характерна также интенсивная поляризованная линия в области $840\text{—}850 \text{ см}^{-1}$. Гем-замещенные шестичленные нафтенные имеют полносимметричные линии наибольшей интенсивности в области $680\text{—}730 \text{ см}^{-1}$. В области $820\text{—}850 \text{ см}^{-1}$ они имеют обычно две линии средней интенсивности. Для гем-замещенных характерны также линии четвертичного атома углерода в областях $900\text{—}950$ и $1200\text{—}1250 \text{ см}^{-1}$. Дополнительным признаком однозамещенных и гем-замещенных шестичленных нафтенных является также наличие в спектре очень интенсивной деполаризованной линии в области $1030\text{—}1040 \text{ см}^{-1}$. Подобные линии имеются в спектрах и других шестичленных нафтенных, но разбросаны в гораздо более широком интервале частот.

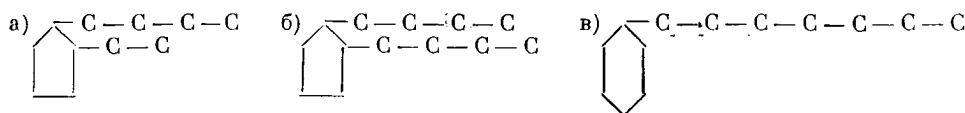
Шестичленные нафтенные, имеющие смежные третичные атомы углерода (двузамещенные типа 1,2 и соответствующие тризамещенные) имеют полносимметричную линию, отличающуюся большой интенсивностью, резкостью и сильно поляризованную, в области $730\text{—}750 \text{ см}^{-1}$. Характерные линии смежных третичных атомов углерода в областях $950\text{—}990 \text{ см}^{-1}$ и $1150\text{—}1190 \text{ см}^{-1}$ проявляются неустойчиво и могут играть роль лишь вспомогательного признака. Можно ожидать, что подобные линии будут иметь большую интенсивность в спектрах тризамещенных шестичленных нафтенных типа 1,2,3.

В спектрах шестичленных нафтенов, не имеющих гем-атомов и смежных третичных атомов углерода (двузамещенные типов 1,3 и 1,4 и тризамещенные типа 1,3,5), полносимметричные линии лежат в области $750\text{—}780\text{ см}^{-1}$ у двузамещенных и в области $790\text{—}800\text{ см}^{-1}$ у тризамещенных. При этом у двузамещенных шестичленных нафтенов типа 1,4 нет интенсивных линий в области $820\text{—}850\text{ см}^{-1}$, а у тризамещенных типа (1,3,5) подобная линия имеется и отличается очень большой интенсивностью, тогда как линии в области $790\text{—}800\text{ см}^{-1}$ сравнительно слабы.

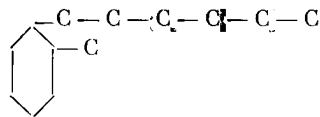
Для двузамещенных шестичленных нафтенов можно указать также признак, позволяющий уточнить пространственное расположение заместителей: для цис-изомеров характерна интенсивная линия в области $600\text{—}640\text{ см}^{-1}$, тогда как у транс-изомеров такой линии нет.

Дополнительные данные о наиболее длинной свободной цепочке в молекуле дает частота деформационной линии (в области до 400 см^{-1}), отличающейся наибольшей интенсивностью, поляризацией и наиболее узкой. Частота этой линии связана с длиной цепочки заместителя формулой (16.1) (см. также рис. 24).

Приведенная схема структурного анализа была опробована нами на трех углеводородах, которые были нам даны с указанием только их молекулярных весов. Мы установили, пользуясь спектрами комбинационного рассеяния, следующее строение данных веществ:



Строение соединений «а» и «б» оказалось определенным правильно. В случае соединения «в» истинная структурная формула была



т. е. мы не уловили наличие дополнительного короткого заместителя. Допущенная неточность связана с тем, что исследовано еще сравнительно малое число шестичленных нафтен. Дальнейшие исследования, несомненно, позволят уточнить схему структурного анализа.

ГЛАВА V

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ НЕПРЕДЕЛЬНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ

§ 19. Характеристические линии изолированной двойной связи $\text{C}=\text{C}$

Исследованию спектров непредельных соединений посвящено большое число работ (см., например, обзор [141]), среди которых следует особо отметить обширные исследования Губо [142], в которых сделана попытка систематизации экспериментального материала. В ряде работ Степанова [143], Груздева [144] и Свердлова [145—150] рассчитаны частоты колебаний некоторых простейших непредельных соединений.¹ На основе этих

¹ Пользуясь случаем привести глубокую благодарность Л. М. Свердлову за сообщение некоторых результатов его работ до их опубликования.

расчетов и сопоставления спектров близких по строению соединений выявлен ряд характеристических частот, связанных с колебаниями связи $C=C$ и комплекса прилегающих к ней атомов. Хотя на этом пути были получены весьма важные экспериментальные и теоретические результаты, использование наряду с частотами других параметров открывает, несомненно, дополнительные возможности в отношении установления связи между спектрами комбинационного рассеяния и строением молекул. Действительно, уже в первых работах Бажулина и Стерина [15], Татевского и соавторов [161], Шорыгина [162], где проводилось измерение интенсивностей, были получены интересные данные, касающиеся характеристичности интенсивности линии, принадлежащей валентным колебаниям двойной связи.

Таблица 48

Характеристическая линия валентных колебаний $C=C$

Вещество	Группа	$\Delta\nu$	I_0	I'_{∞}	ρ	δ	Литературная ссылка
Пентен-1	1	1642	100	360 *	0,12 *	6,1*	[1]
Гексен-1	1	1642	90	380 *	0,16 *	6,2*	[1]
Гептен-1	1	1642	85	430	—	7,6	[1]
Октен-1	1	1642	65	400 *	0,15 *	7,2*	[1]
Ундецен-1	1	1642	55	390 *	0,16 *	5,8*	[1]
Гексадиен-1,5 (диаллил)	1	1642	220	580 *	0,14 *	7,9*	[1]
6-Метилгептен-1	1	1643	80	420	0,10	6,7	[1]
4-Метил-4-этилгексен-1	1	1641	80	480 *	0,09 *	5,1*	[1]
3 Циклопентилбутен-1	1	1641	75	390	—	6,5	[1]
2-Метилбутен-1	2	1654	100	350	0,17	6,5	[1]
2-Метилпентен-1	2	1651	76	430	0,17	11	[163, 60]
2,3-Диметилбутен-1	2	1647	80	—	0,16	—	[142, 60] **
2,4,4-Триметилпентен-1	2	1648	60	—	0,18	—	[142, 60] **
цис-Пентен-2	3	1658	90	—	0,14	—	[142, 60] **
транс-Пентен-2	3	1673	85	—	0,13	—	[142, 60] **
цис-Гексен-2	3	1658	80	—	0,16	—	[142, 60] **
транс-Гексен-2	3	1673	70	—	0,22	—	[142, 60] **
транс-Октен-3	3	1659	50	—	0,31	—	[142, 60] **
Нонен-4	3	1657	24	590	—	—	[1]
		1673	49	—	—	—	
цис-4-Метилпентен-2	3	1659	70	—	0,17	—	[142, 60] **
транс-4-Метилпентен-2	3	1671	80	—	0,10	—	[142, 60] **
		1659	36	530	—	—	
4-Циклопентилбутен-2	3	1673	46	—	—	—	[1]
2-Метилбутен-2	4	1678	90	—	0,21	—	[142, 60]
2-Метилпентен-2	4	1677	145	470 *	0,12 *	6,9*	[29, 163]
3-Метилпентен-2	4	1674	140	460	0,21	4,3	[1]
3-Этилпентен-2	4	1670	110	570 *	0,11 *	9,4*	[1]
2,5-Диметилгексен-2	4	1676	150	560	—	10	[29]
2-Метилоктен-2	4	1676	130	610	—	15	[29]
Тетраметилэтилен	5	1672	90	—	0,24	—	[142, 60] **
2,3,4-Триметилпентен-2	5	1672	85	—	0,26	—	[60]

* По данным наших измерений (δ и I'_{∞} — прямые измерения)

** Частоты — по данным [142], интенсивности и поляризация — по данным [60]. Подобное комбинирование данных по частотам, получаемых фотографическим методом более точно, с фотоэлектрическими данными [60] для интенсивности и поляризации мы проводим и далее.

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 187

Двойная связь $C=C$ является одним из наиболее типичных характеристических структурных элементов в том смысле, как это было установлено выше. В настоящем параграфе мы рассмотрим характеристические линии указанного структурного элемента, используя по возможности всю совокупность параметров этих линий. При этом мы ограничимся рассмотрением непредельных углеводородов с изолированными связями $C=C$, т. е. будем предполагать, что при наличии в исследуемых молекулах двух (или более) двойных связей $C=C$ они разделены на менее чем двумя простыми связями $C-C$. Если две двойные связи относятся к одному и тому же атому углерода (аллены) или разделены одной простой связью (сопряженные двойные связи), то они взаимодействуют настолько сильно, что характеристическим структурным элементом является не $C=C$, а соответственно комплексы атомов $C=C=C$ или $C=C-C=C$. Наличие сопряжения кратных связей глубоко изменяет свойства молекул, в частности сдвигает поло-

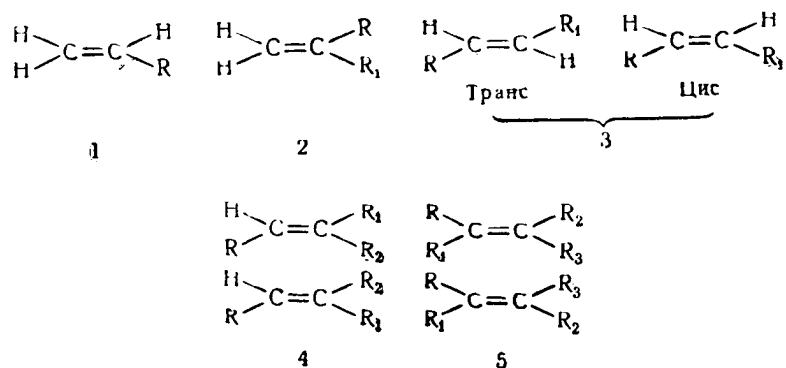


Рис. 25. Различные типы непредельных углеводородов с открытой цепочкой

су собственного поглощения в длинноволновую сторону. Поэтому мы рассмотрим подобные углеводороды отдельно (в гл. VI), в связи с теорией комбинационного рассеяния в условиях, когда частота возбуждающей линии близка к частоте электронных переходов молекулы.

Наиболее ярко проявляется характеристичность параметров у линии в области 1640 см^{-1} , соответствующей валентным колебаниям связи $C=C$. Данные для указанной линии приведены в табл. 48. Из приводимых данных видно, что все параметры этой линии характеристичны. При переходе от одной группы непредельных соединений к другой, наблюдаются лишь очень небольшие изменения параметров данной линии, имеющие, однако, систематический характер, и поэтому, несомненно, отображающие изменения в строении рассматриваемых молекул.

Непредельные соединения с единственной двойной связью $C=C$ можно рассматривать как производные этилена, тогда в соответствии с числом и расположением заместителей они естественно подразделяются на следующие группы (рис. 25):

- 1) непредельные углеводороды с одним заместителем (α -олефины с неразветвленным или разветвленным радикалом);
- 2) непредельные углеводороды с двумя заместителями при одном и том же атоме C;
- 3) непредельные углеводороды с двумя заместителями при разных атомах углерода (в том числе β -, γ - и т. д. олефины);
- 4) непредельные углеводороды с тремя заместителями;
- 5) непредельные углеводороды с четырьмя заместителями.

Из табл. 48 видно, что непредельные углеводороды 1-й группы характеризуются строгим постоянством частоты и интенсивности линии в области 1640 см^{-1} . При наличии в соединении двух связей $\text{C}=\text{C}$ интенсивность этой линии примерно удваивается, остальные же параметры не изменяются (диаллил). В случае α -олефинов нормального строения удлинение замещающего радикала приводит лишь к небольшому уширению рассматриваемой линии [18], а разветвленность радикала проявляется в некотором снижении ширины и степени деполяризации линий¹. У непредельных углеводородов 2-й группы линия двойной связи $\text{C}=\text{C}$ имеет несколько повышенную частоту, тогда как остальные ее параметры существенно не меняются.

В случае непредельных углеводородов 3-й группы возможны два пространственных изомера, цис- и транс- (см. рис. 25), вообще говоря очень трудно разделимых. Поэтому при исследованиях спектры часто соответствуют смеси данных пространственных изомеров. Как можно видеть из приводимых в табл. 48 данных, линия двойной связи $\text{C}=\text{C}$ у этой группы непредельных углеводородов имеет повышенную частоту по сравнению с α -олефинами. При этом, как было установлено в работах Губо [142], транс-изомеры имеют более высокую частоту по сравнению с цис-изомерами (~ 1673 и $\sim 1658\text{ см}^{-1}$ соответственно), причем эта частота не зависит от положения двойной связи в цепочке. В спектрах смесей пространственных изомеров наблюдаются обе линии (см. табл. 48).

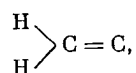
В спектрах непредельных углеводородов 4-й и 5-й групп линия двойной связи $\text{C}=\text{C}$ имеет частоту $1670\text{--}1678\text{ см}^{-1}$, также повышенную по сравнению с α -олефинами. Для этих соединений, при различии замещающих радикалов, вообще говоря, возможна пространственная изомерия (см. рис. 25). В спектрах, однако, в области $\sim 1670\text{ см}^{-1}$ всегда наблюдается лишь одна линия. Например, в спектре исследованного нами 3-метилпентена-2, состоявшего из смеси двух изомерных форм, и в спектрах аналогичных соединений 3-метилгексена-2 и 3-метилгептена-2, по данным Губо [142], имеется лишь по одной линии $1674, 1669$ и 1669 см^{-1} соответственно. Совпадение частот двух пространственных изомеров в этой области спектра можно объяснить очень малым влиянием длины радикала на частоту колебаний двойной связи. Это хорошо видно на примере α -олефинов (см. табл. 48). Поэтому удлинение одного из радикалов, приводящее в случае тризамещенных непредельных углеводородов к появлению двух изомерных форм, не влияет на указанную частоту.

Из данных, приводимых в табл. 48, следует, что у непредельных углеводородов 4-й и 5-й групп, имеющих двойную связь внутри цепочки, интегральная интенсивность линии $\sim 1670\text{ см}^{-1}$ имеет несколько более высокое значение, чем у непредельных соединений 1-й и 2-й групп, с двойной связью на краю цепочки [29]. По условиям измерений, в спектрах непредельных углеводородов 3-й группы мы могли получить лишь суммарную интегральную интенсивность обеих компонент линии в области $1660\text{--}1680\text{ см}^{-1}$. Поэтому приводимые величины I_{∞}' могут характеризовать исследуемые углеводороды лишь в том случае, если интенсивности линий, принадлежащих соответственно цис- и транс-изомерам, не различаются существенно между собой. О выполнении этого условия можно судить по данным, полученным в работах [60], приводимым в табл. 48. Как показывают эти результаты, интенсивности линий, принадлежащих соответственно цис- и транс-изомерам, не отличаются существенно и, следовательно,

¹ Эти изменения, относительно небольшие, очень интересны с точки зрения общей связи ширины линий комбинационного рассеяния с анизотропией тензора производной поляризуемости и будут обсуждены подробнее отдельно, в гл. VI.

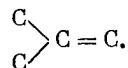
но, суммарная интегральная интенсивность обеих линий может служить характеристикой этих непредельных углеводородов. Таким образом, строгая характеристичность интенсивностей линий в области 1600 см^{-1} соблюдается лишь в пределах группы близких соединений. Различие интенсивностей линий двойной связи, при положении этой связи соответственно на краю и внутри цепочки, сравнительно невелико (около 40%) и, по-видимому, ускользало от внимания других исследователей.

Наряду с линией $1640\text{--}1670\text{ см}^{-1}$, в спектрах непредельных углеводородов обнаруживается ряд других характеристических линий, соответствующих колебаниям комплексов атомов, тесно связанных со связью $\text{C}=\text{C}$. Для непредельных углеводородов 1-й и 2-й групп, имеющих комплексы



характерна линия $\sim 1414\text{ см}^{-1}$, соответствующая внутреннему деформационному колебанию данной группы CH_2 (колебание α_{CH_2}). Для тех же соединений характерна линия, соответствующая колебаниям указанной группы CH_2 , при которых атомы H выходят из плоскости связи $\text{C}=\text{C}$ (колебание ρ_{CH_2}). Частоты этих колебаний, по расчетам Свердлова [146, 147], имеют значения для непредельных углеводородов 1-й группы 912 см^{-1} и для 2-й группы 888 см^{-1} .

У непредельных соединений 2, 4 и 5-й групп имеется характеристическая линия в области $390\text{--}400\text{ см}^{-1}$, соответствующая, по расчетам Свердлова [150], внутренним деформационным колебаниям комплекса



В спектрах непредельных соединений 3-й группы характеристичность параметров наиболее ясно выражена у линий, принадлежащих, по данным Л. М. Свердлова [148], колебаниям типов $\beta_{\text{C}=\text{CH}}$ и $\gamma_{\text{C}=\text{CH}}$. Данные для этих линий приведены в табл. 49. Мы включили в табл. 49 также данные для колебаний типа $Q_{\text{C}=\text{C}}$, частоты которых, согласно Свердлову [148], характеристичны для рассматриваемых углеводородов. Как можно видеть из табл. 49, у цис- и транс-изомеров частоты колебаний одного и того же типа существенно отличаются, что может служить для различения этих изомеров. Интенсивности в нескольких случаях сильно завышены, по-видимому, вследствие наложения линий другого происхождения¹. Степени деполяризации для каждого из типов колебаний несколько более постоянны, хотя также имеются случаи резко завышенных значений этого параметра. Несмотря на некоторый разброс значений параметров, частично связанный, несомненно, с ошибками измерений (а для I_0 — также и пересчетов), совокупность приведенных линий довольно однозначно характеризует рассматриваемую группу углеводородов.

Для непредельных углеводородов 4-й группы, помимо уже рассмотренной нами линии в области $\sim 400\text{ см}^{-1}$, характеристичны линии, принадлежащие, согласно расчетам Свердлова [149], как и для 3-й группы, колебаниям типов $\beta_{\text{C}=\text{CH}}$ и $\gamma_{\text{C}=\text{CH}}$ с частотами в областях $1330\text{--}1360$ и $500\text{--}520\text{ см}^{-1}$, соответственно. Частоты этих линий довольно сильно отличаются от частот соответствующих колебаний непредельных углеводородов 3-й группы, остальные параметры — примерно того же порядка.

¹ Мы пользуемся значениями I_0' по данным работ [60], обработанными, как описано в [4], и пересчитанными на $1\text{ г}\cdot\text{моль}$.

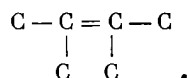
Таблица 49

Характеристические линии 3-й группы непредельных углеводов

Вещество	$\beta_{C=CH}$			$\gamma_{C=C-C}$			Q_{C-C}			Литературная ссылка
	$\Delta\nu$	I'_0	ρ	$\Delta\nu$	I'_0	ρ	$\Delta\nu$	I'_0	ρ	
цис-Пентен-2	1267	43	0,77	578	8	—	963	10	—	[142, 60]
цис-Гексен-2	1258	38	0,75	575	5	—	971	12	0,6	[142, 60]
цис-4-Метилпентен-2 *	1257	29	0,61	593	25	0,3	954	25	0,5	[142, 60]
транс-Пентен-2	1312	33	0,46	486	53	0,3	1068	19	0,4	[142, 60]
транс-Гексен-2	1308	41	0,75	490	10	0,3	1095	11	0,5	[142, 60]
транс-Гексен-3	1307	29	0,42	472	11	—	1067	22	0,48	[142, 60]
транс-4-Метилпентен-2 *	1302	57	0,41	485	38	0,3	1103	16	0,8	[142, 60]
транс-Октен-3	1300	35	0,76	473	6	1,0	1072	19	0,4	[142, 60]
транс-Октен-4	1296	29	0,48	485	6	—	1095	21	0,4	[142, 60]

* В работе [60] цис-изомер обозначен как транс-, и наоборот. Пользуясь совокупностью спектроскопических признаков, мы переменили обозначения.

Для непредельных углеводов 5-й группы очень характерично валентное полносимметричное колебание остова с частотой $\sim 690 \text{ см}^{-1}$, в котором основную роль играет комплекс атомов



Этот комплекс, аналогичный смежным третичным атомам углерода, по-видимому, должен рассматриваться как новый характеристический структурный элемент. К сожалению, мы располагали данными только для двух углеводов, содержащих этот элемент.

Для непредельных углеводов 5-й группы характеричны также линии в областях ~ 505 и $\sim 1390 \text{ см}^{-1}$.

§ 20. Характеристические линии радикалов в спектрах непредельных углеводов

В спектрах непредельных углеводов, обладающих, помимо двойной связи, другими характеристическими структурными элементами, вполне отчетливо проявляются признаки, свойственные этим структурным элементам. При наличии в молекуле изолированного четвертичного атома углерода или смежных третичных атомов в спектрах наблюдаются интенсивные сильно поляризованные линии в области $700-760 \text{ см}^{-1}$, а также довольно интенсивные линии в областях ~ 925 и $1200-1250 \text{ см}^{-1}$ (четвертичный атом углерода) или $900-950$ и $1160-1190 \text{ см}^{-1}$ (смежные третичные атомы). Данные для этих линий приведены в табл. 50 и 51. Если в молекуле имеются смежные четвертичный и третичный атомы, то полносимметричные частоты смещаются в область $660-700 \text{ см}^{-1}$, в области $900-950 \text{ см}^{-1}$ появляются две линии, а в области 1200 и 1250 см^{-1} остается одна линия $\sim 1200 \text{ см}^{-1}$, тогда как линия $\sim 1250 \text{ см}^{-1}$ исчезает. Кроме того, иногда появляются линии в области $520-530 \text{ см}^{-1}$ (см. табл. 50). Все эти спектральные признаки почти полностью идентичны установленным при рассмотрении парафинов (гл. III) признакам данных характеристических

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 191

Таблица 50

Характеристические линии четвертичного атома углерода в спектрах непредельных соединений

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	Литературная ссылка
3,3-Диметилбутен-1	716	100	0,06	926	30	0,74	1206	26	0,69	[142, 60]
4,4-Диметилпентен-1	755	60	0,08	925	23	1,0	1199	23	0,81	[60]
							1241	22	0,76	
цис-4,4-Диметилпентен-2	744	90	0,12	924	27	0,68	1209	27	0,89	[60]
							1239	10	0,85	
транс-4,4-Диметилпентен-2	759	60	0,23	923	23	0,77	1204	25	0,74	[60]
2,4,4-Триметилпентен-1	685	48	0,09	910	25	0,89	1207	12	0,9	[142, 60]
	765	39	0,1	936	21	0,9	1240	20	0,84	
2,4,4-Триметилпентен-2	762	80	0,1	925	23	0,77	1205	13	0,7	[60]
4-Метил-4-этилгексен-1	724	31	0,13	913	17	—	1211	14	—	
				925	2	—	1244	10	—	[1]
2,6,6-Триметилгептен-1	745	45	0,09	922	20	0,88	1191	8	0,9	
							1252	13	0,7	[60]

Смежные четвертичный и третичный атомы

2,3,3-Триметилпентен-1	661	90	0,09	906	13	0,7	1210	14	0,7	[60]
				948	16	0,7				
3,3,4-Триметилпентен-1	676	31	—	908	17	0,5	1251	4	—	[60]
	697	38	—	932	25	0,6				
	525	8								
3,3-Диметил-2-этилбутен-1	694	80	0,1	908	23	0,4	1209	21	0,77	[60]
				923	26	0,72				
2,3,3,4-Тетраметилпентен-1	517	16	0,2	924	26	0,67	1216	10	0,8	[60]
	663	95	0,06	952	22	0,5				
3,3-Диметил-2-изопропилбутен-1	530	12	—	927	27	0,69	1207	21	0,61	[60]
	694	90	0,08	956	9	0,6				
2,4,4,5-Тетраметилгексен-1	673	46	0,1	913	23	0,6	1214	17	0,7	[60]
				952	16	0,6				
2,3,3,4-Тетраметилпентадиен-1,4	649	120	0,07	935	16	0,6	1210	3	—	[60]
				957	35	0,3				

Таблица 51

Характеристические линии смежных третичных атомов углерода в спектрах непредельных соединений

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	Литературная ссылка
2,3-Диметилбутен-1	727	46	0,2	955	17	0,3	1158	3	—	[142, 60]
3-Метил-2-изопропилбутен-1	706	34	—	904	35	0,3	1177	3	—	[60]
	743	30	—	955	12	0,9				
2,3,4-Триметилпентен-1	759	36	0,2	910	16	0,4	1163	7	—	[60]
				954	10	0,9	1181	5	0,9	
2,3-Диметилбутадиен-1,3	729	85	0,16	965	55	0,24	1150	24	—	[161, 60]
							1183	8	—	

структурных элементов. Интересно, что указанные признаки сохраняются даже в случае непредельных углеводородов с сопряженными связями $C=C$ (см. табл. 50 и 51).

В проведенном выше рассмотрении мы не делали различия между обычными третичными атомами углерода $C-C-C$ и атомами углерода

$$\begin{array}{c} C \\ | \\ C-C-C \end{array}$$

с разветвлением при двойной связи, т. е. комплексами вида $C=C-C$.

$$\begin{array}{c} C \\ | \\ C=C-C \end{array}$$

При взаимодействии с четвертичным атомом или другим третичным атомом подобные комплексы ведут себя подобно обычным третичным атомам. Некоторое усиление указанных взаимодействий, по-видимому, все же имеет место, так как спектральные признаки смежных третичных атомов или смежных четвертичного и третичного атомов при замене последнего комплексом $C=C-C$ выступают более отчетливо. Например, смеще-

ние частот полносимметричных линий при такой замене происходит на несколько большую величину, а интенсивность их повышена. У комплекса вида $C-C=C-C$ взаимодействие существенно отличается от вза-

$$\begin{array}{c} C \quad C \\ | \quad | \\ C-C=C-C \end{array}$$

имодействия смежных третичных атомов, что заставляет рассматривать его как новый характеристический структурный элемент (см. § 20).

Таблица 52

Характеристические линии третичного и полчетвертичного атомов углерода в спектрах непредельных соединений

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	Литературная ссылка
3-Метилпентен-1	910	9	0,8	—	—	1156	4	0,8	—	—	[142,60]
	972	9	0,9	—	—						
4-Метилпентен-1	912	10	1,0	—	—	1170	7	1,0	—	—	[142,60]
	961	12	0,8	—	—						
цис-4-Метилпентен-2	908	5	1,0	—	—	1177	7	0,7	—	—	[60]
	953	7	0,6	—	—						
транс-4-Метилпентен-2	902	7	0,6	—	—	1163	4	0,7	—	—	[60]
	953	20	0,5	—	—						
6-Метилгептен-1	914	16	0,4	100	9	1171	7	0,9	60	13	[1]
	955	12	0,8	90	11						
2,4-Диметилпентен-1	—	—	—	—	—	1163	8	0,7	—	—	[60]
2-Метилбутен-1	936	8	0,9	55	16	1247	7	—	70	—	[1]
2-Метилпентен-1	964	4	0,3	—	—	1220	13	0,6	60	9	[142,60]
2-Метилбутен-2	947	5	—	—	—	1212	3	—	—	—	[142,60]
2-Метилпентен-2	908	9	0,9	30	—	1203	3	0,7	—	—	[163,60]
	956	3	—	—	—	1263	8	0,9	45	—	
						1207	3	—	—	—	
3-Метилпентен-2	923	9	1,0	50	10	1253	14	0,5	60	7	[1]
3-Этилпентен-2	926	15	0,76	150	—	1254	21	0,56	150	—	[1]
	948	12	0,8		—	1267	15		—	—	
2,5-Диметилгексен-2	958	16	—	100	9	1243	12	—	70	7,5	

Различие обычного третичного атома углерода и комплекса $\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C} \\ | \\ \text{C} \end{array}$

выступает более ясно при сопоставлении спектров непредельных углеводородов, обладающих лишь одним из этих структурных элементов и не имеющих других разветвлений. Третичному атому углерода соответствует тот же набор характеристических линий, как и в спектрах парафинов, причем наиболее характеристичны линии в области $1145-1170 \text{ см}^{-1}$ (см. верхнюю половину табл. 52) ¹. Линии, соответствующие полносимметричным колебаниям остова, у непредельных углеводородов с одним обычным третичным атомом углерода также не отличаются от соответствующих линий парафинов (см. верхнюю половину табл. 53). В спектрах непредельных углеводородов с разветвлением $\begin{array}{c} -\text{C}=\text{C}-\text{C} \\ | \\ \text{C} \end{array}$ (сюда входят непре-

дельные углеводороды 2-й и 4-й групп) характеристические линии третичного атома углерода в области $1145-1170 \text{ см}^{-1}$ исчезают, а взамен их появляются линии в области $\sim 1200 \text{ см}^{-1}$, аналогичные линиям в той же области спектра, характеристичным для четвертичного атома углерода (см. нижнюю половину табл. 52). В области частот полносимметричных колебаний остова также можно отметить некоторые изменения (ср. нижнюю и верхнюю половину табл. 53). Все непредельные углеводороды с комплексом $\begin{array}{c} -\text{C}=\text{C}-\text{C} \\ | \\ \text{C} \end{array}$ имеют интенсивные, сильно поляризованные ли-

нии в области $700-800 \text{ см}^{-1}$. По данным расчетов Свердлова [146, 149],

Таблица 53

Валентные симметричные колебания остова непредельных углеводородов с третичным и полчетвертичными атомами углерода

Вещество	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	Литературная ссылка
3-Метилпентен-1	762	22	0,2	—	—	816	27	0,2	—	—	[142, 60]
4-Метилпентен-1	788	7	0,2	—	—	819	36	0,1	—	—	[142, 60]
цис-4-Метилпентен-2	781	23	0,6	—	—	808	23	0,4	—	—	[60]
						833	20	0,2	—	—	
транс-4-Метилпентен-2	—	—	—	—	—	818	60	0,1	—	—	[60]
6-Метилгептен-1	—	—	—	—	—	812	26	0,1	120	5,5	[1]
2,4-Диметилпентен-1	698	10	0,41	—	—	811	46	0,21	—	—	[60]
2-Метилбутен-1	772	80	0,1	180	2,4	—	—	—	—	—	[1]
2-Метилпентен-1	701	18	0,2	60	9	824	46	0,2	110	—	[142, 60]
	739	23	0,1	60	5	—	—	—	—	—	
2-Метилбутен-2	767	80	0,18	—	—	—	—	—	—	—	[142, 60]
2-Метилпентен-2	746	10	0,5	45	7	818	21	0,48	90	—	[163, 60]
						833	15	—	—	—	
3-Метилпентен-2	742	22	—	—	—	831	10	—	—	—	[1]
	752	50	0,1	180	5,5	—	—	—	—	—	
3-Этилпентен-2	724	44	0,1	180	5,5	794	2	0,4	—	—	[1]
2,5-Диметилгексен-2	774	24	—	120	5,5	801	12	—	90	12	
						851	21	—	100	5,5	

¹ Линии в области $\sim 910 \text{ см}^{-1}$ частично перекрываются линиями типа ρCH_2 попадающими в ту же область.

частоты в области 800 см^{-1} являются характеристическими частотами полносимметричных колебаний остова соответственно для углеводородов 2-й и 4-й групп. Принимая во внимание данные этих расчетов и экспериментальные данные, рассматриваемые линии в области $700\text{—}800\text{ см}^{-1}$ можно считать характеристическими линиями комплекса $\text{C}=\text{C}-\text{C}$. Как вид-



но из табл. 53, у непредельных углеводородов с этим комплексом и длинной свободной цепочкой имеются также полносимметричные линии в области $800\text{—}850\text{ см}^{-1}$. Подобное разделение полносимметричных линий характерно для «сильных» характеристических структурных элементов и отмечалось нами при рассмотрении парафинов с четвертичным атомом углерода.

Таким образом, комплекс $\text{C}=\text{C}-\text{C}$ обладает свойствами, в неко-



тором роде промежуточными между свойствами третичного и четвертичного атомов углерода. Поэтому мы будем рассматривать этот комплекс как особый характеристический структурный элемент и для краткости будем называть его «получетвертичным» атомом углерода.

В спектрах непредельных углеводородов нормального строения линии, принадлежащие валентным полносимметричным колебаниям остова, расположены в области $800\text{—}900\text{ см}^{-1}$, т. е. в той же области, как и у нормальных парафинов. В первой колонке табл. 54 приведены данные для линий в этой области спектра нескольких непредельных углеводородов рассматриваемого типа¹. Как видно из табл. 54, параметры линий, которые можно отнести к валентным полносимметричным колебаниям остова, у непредельных углеводородов нормального строения примерно те же, как и у н. парафинов (ср. табл. 8). Суммарная интегральная интенсивность рассматриваемых линий несколько меньше, чем у аналогичных линий н. парафинов, однако имеющиеся данные недостаточно полны, чтобы можно было считать это вполне доказанным.

Представляет большой интерес вопрос о том, принадлежат ли рассматриваемые полносимметричные линии колебаниям молекулы как целого, или же они относятся к колебаниям отдельных радикалов? В литературе распространено мнение, что рассматриваемые линии характеризуют колебания отдельных радикалов, входящих в состав молекулы (см., например, [142, 144]). Однако приводимые в табл. 54 экспериментальные данные плохо согласуются с подобной интерпретацией этих линий. Например, у цис-пентена-2 при наличии двух разных радикалов наблюдается только одна линия, у нонена-4 также только одна интенсивная (и две очень слабые). С другой стороны у α -олефинов, начиная с пентена-1, всегда наблюдается не менее двух полносимметричных линий, хотя имеется только один радикал. Нам представляется более правильным интерпретировать полносимметричные линии в спектрах непредельных углеводородов нормального строения как линии, принадлежащие колебаниям всей молекулы (точнее—ее остова). Наличие в рассматриваемой области нескольких линий со сходными параметрами легко объясняется существованием поворотных изомеров того же типа, как и у н. парафинов. Действительно, две (и более) линии, которые по параметрам можно отнести к валентным симметричным колебаниям остова, наблюдаются в спектрах только тех непредельных углеводородов, которые имеют достаточно длинную свободную цепочку, т. е. у которых

¹ Мы не включили в табл. 54 данные для некоторых очень слабых линий, а также для явно деполяризованных линий. Заметим, что в область $800\text{—}900\text{ см}^{-1}$ могут попасть и не полносимметричные линии колебаний остова, например, в случае цис-изомеров β -, γ - и т. д. олефинов линии типа ρ_{CCH} (см. [148]).

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 195

Таблица 54

Полносимметричные валентные и деформационные колебания остова непредельных углеводородов нормального строения

Вещество	m'_c	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	Литературная ссылка
Бутен-1	3	850	4 *	—	—	—	437	2 *	—	—	—	[71]
Пентен-1	4	842	6	—	—	—	385	23	0,5	70	4,7	[1]
		852	17	0,3	100	13						
		881	13	0,6	80	15						
Гексен-1	5	822	12	0,4	100	18	361	16	0,3	90	10	[1]
		877	6	0,6	—	—						
Гептен-1	6	832	11	—	70	11	311	10	—	—	—	[1]
		845	6	—	—	—						
Октен-1	7	811	7	—	—	—	285	10	—	170	—	[1]
		848	7	0,2	—	—						
		866	4	—	—	—						
		887	9	0,4	—	—						
Ундецен-1	10	831	2	—	—	—	240	7	—	—	—	[1]
		852	3	—	—	—	251	7	—	—	—	
		868	3	—	—	—						
		889	7	—	70	11						
транс-Бутен-2	2	870	4 *	p	—	—	507	7 *	p	—	—	[71]
транс-Пентен-2	3	798	9	0,6	—	—	411	17	0,3	—	—	[142, 60]
		850	5	0,4	—	—						
		873	5	—	—	—						
транс-Гексен-2	4	857	8	0,4	—	—	386	20	0,4	—	—	[142, 60]
		892	10	0,7	—	—						
транс-Гексен-3	3	824	14	0,76	—	—	405	16	0,3	—	—	[142, 60]
		900	12	0,5	—	—						
транс-Октен-2 **	6	839	4 *	0,25	—	—	309	4 *	0,55	—	—	[142, 64]
		880	2 *	0,39	—	—						
		895	4 *	0,25	—	—						
транс-Октен-3 ***	5	813	5	0,7	—	—	322	12	0,4	—	—	[164, 40]
	(3)	834	9	—	—	—	397	2	—	—	—	
		898	8	0,4	—	—						
транс-Октен-4	4	850	7	0,3	—	—	372	10	0,18	—	—	[164, 60]
		871	7	—	—	—	297	10	0,33	—	—	
		891	18	0,26	—	—						
цис-Бутен-2	2	881	7 *	—	—	—	402	7 *	—	—	—	[71]
цис-Пентен-2	3	859	30	0,9	—	—	464	14	0,9	—	—	[60]
цис-Гексен-2	4	854	13	0,3	—	—	300	7	0,6	—	—	[60]
		892	16	0,3	—	—	466	7	0,6	—	—	
Нонен-4 ***	5	817	1	—	—	—						[1]
	(4)	864	2	—	—	—						
		894	10	—	140	22						
Диаллил		816	2	—	—	—	351	12	—	80	13	[1]
		831	17	—	80	8	402	20	—	80	6	

* По визуальной оценке.

** В работе [164] приводится спектр смеси цис- и транс-изомеров октена-2. Однако сопоставление с данными [142] показывает, что в работе [164] исследовался препарат со значительным преобладанием транс-изомера.

*** Числа в скобках соответствуют короткому радиалу.

возможна поворотная изомерия (см. табл. 54, вещества с $m'_c \geq 3$). У разветвленных непредельных углеводородов с третичными атомами углерода при наличии нескольких разных радикалов также имеется в некоторых случаях лишь одна полносимметричная линия (см. табл. 53, спектр транс-4-метилпентена-2). Эта линия характеризует, очевидно, колебание молекулы как целого.

В области деформационных колебаний остова в спектрах непредельных углеводородов имеется гораздо больше линий, чем в спектрах парафинов сходного строения. В предыдущем разделе указывалось уже, что сюда

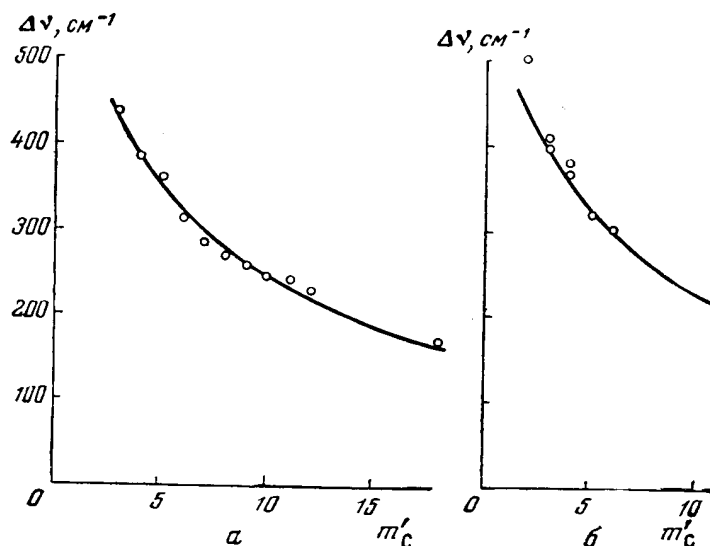


Рис. 26. Зависимость частоты деформационных линий в спектрах непредельных углеводородов нормального строения от длины замещающего радикала

а — α-олефины; б — β- и γ-олефины

попадают линии типов $\gamma_{C=C-C}$, ρ_{CH_2} и др. Это сильно усложняет интерпретацию спектров. Тем не менее, после исключения указанных выше «мешающих» линий, можно убедиться в справедливости для непредельных углеводородов той же закономерности, которая отмечалась нами для других классов углеводородов: частота наиболее интенсивной, поляризованной и узкой деформационной линии систематически убывает с увеличением числа m'_c атомов углерода в наиболее длинной свободной цепочке молекулы. Эта закономерность имеет несколько различающийся вид для непредельных углеводородов с двойной связью на конце и в середине цепочки (см. табл. 54, вторая колонка). В первом случае она описывается формулой вида

$$\Delta\nu = \frac{3900}{m'_c + 6}. \quad (20.1)$$

Во втором случае для непредельных углеводородов с транс-конфигурацией имеем:

$$\Delta\nu = \frac{3600}{m'_c + 6}. \quad (20.2)$$

Для непредельных углеводородов с цис-конфигурацией из-за недостаточности материала проследить эту закономерность не удастся. На рис. 26

сплошной линией представлены зависимости, выражаемые соответственно формулами (20.1) и (20.2). Эти зависимости очень близки к соответствующим зависимостям у других классов углеводородов.

Экспериментальный материал, относящийся к линиям в области деформационных колебаний остова, показывает, что и для этой области спектра общераспространенное представление об аддитивности спектров радикалов у непредельных углеводородов требует существенных коррективов. Действительно, отмеченная выше закономерность означает, что при наличии в молекуле двух радикалов деформационные колебания их проявляются в спектре неодинаково: более длинный радикал «подавляет» более короткий. Например, у транс-октена-3 линия 322 см^{-1} , соответствующая радикалу с $m'_C = 5$, значительно сильнее линии 397 см^{-1} , соответствующей второму радикалу (с $m'_C = 3$). В ряде случаев деформационные колебания короткого радикала вообще не проявляются в спектре (см. табл. 54). Таким образом, «аддитивного» наложения спектров радикалов

Таблица 55

Характеристические линии свободной цепочки в спектрах непредельных углеводородов нормального строения

Вещество	m'_C **	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	Литературная ссылка
Бутен-1	3	1020	2*	—	—	—	1068	1*	—	—	—	[71]
Пентен-1	4	1045	11	0,6	110	26	1096	8	0,2	100	—	[1]
Гексен-1	5	1058	9	0,6	125	—	1106	7	0,7	110	—	[1]
Гептен-1	6	1074	13	—	150	24	1107	9	—	150	—	[1]
Октен-1	7	1064 1082	8) 8)	0,6	170	—	1114	7	0,5	120	—	[1]
Ундецен-1	10	1065 1085	8 12	—	300	—	1122	6	—	—	—	[1]
$C_{15}H_{30}$	14	1065 1085	15* 15*	—		—	1127	4*	—	—	—	[142]
$C_{21}H_{42}$	20	1065 1081	3* 6*	—	—	—	1133	3*	—	—	—	[142]
транс-Пентен-2	3	1026	10	0,3	—	—	1068	17	0,4	—	—	[142, 60]
транс-Гексен-2	4	1042	12	0,7	—	—	1095	9	0,5	—	—	[142, 60]
транс-Гексен-3	3	1034	8	0,5	—	—	1067	18	0,48	—	—	[142, 60]
транс-Октен-2	6	1057 1077	7* 7*	0,59 0,62	—	—	1105	4*	0,25	—	—	[164]
транс-Октен-3	5 (3)	1062 1072	12	0,4	—	—	1101 (1062)	7	0,4	—	—	[164, 60] [142]
транс-Октен-4	4	1042 1067	13 2*	0,3	—	—	1091	13	0,4	—	—	[164, 60]
цис-Пентен-2	3	1024	27	0,3	—	—	1069	10	—	—	—	[60]
цис-Гексен-2	4	1045	17	0,4	—	—	1093	9	0,5	—	—	[60]
Нонен-4	5 (4)	1055 1068	12 12	—	270	—	(1093) 1109	9 9	—	270	—	[1]
Децен-5	5	1056	20*	—		—	1102	20*	—		—	[142]
Пентадецен-7	8 (7)	1018 1060 1078	4* 3* 7*	— — —	— — —	—	1114	6*	—	—	—	[142]
Диаллил	—	1025	17	—	130	17	—	—	—	—	—	[1]

* По визуальной оценке.

** Числа в скобках соответствуют короткому радикалу.

в этой области заведомо нет, хотя в некоторых случаях и проявляются частоты обоих радикалов. С другой стороны, например у транс-октена-4, имеющего два одинаковых радикала, в спектре наблюдаются две линии, вместо одной усиленной, как этого можно было бы ожидать на основе представлений об аддитивности спектров радикалов.

В спектрах непредельных углеводородов нормального строения представляют интерес еще две линии в областях 1020—1080 и 1070—1130 см^{-1} , данные для которых приведены в табл. 55.

По своим параметрам рассматриваемые линии во многом аналогичны соответствующим линиям н. парафинов (ср. табл. 11). У первой линии с увеличением $m'_c = 5$ частота сначала немного повышается. Начиная с $m'_c = 5$, частота принимает примерно постоянное значение 1060—1080 см^{-1} , причем часто расщеплена на две компоненты. Интегральная интенсив-

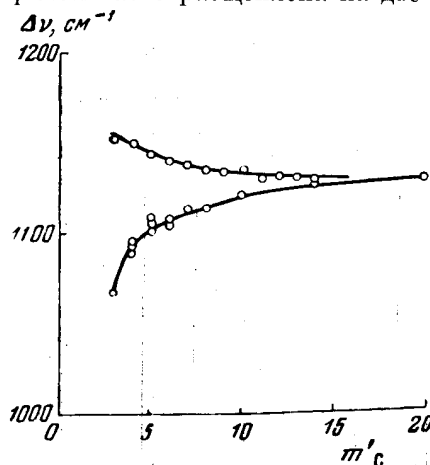


Рис. 27. Зависимость «высшей частоты колебаний цепочки» от длины цепочки. Сверху — н. парафины; снизу — непредельные углеводороды нормального строения

ность рассматриваемых линий с удлинением цепочки повышается, принимая те же значения, как и у н. парафинов с той же длиной цепочки. Вторая линия, расположенная в области 1070—1130 см^{-1} , рассматривается в работе Губо [142] как «высшая частота колебаний цепочки». По своим параметрам эта линия аналогична линии ~ 1140 см^{-1} н. парафинов (ср. табл. 11), но в то время как у н. парафинов частота рассматриваемой линии с удлинением цепочки уменьшается от значений 1145—1150 см^{-1} до ~ 1130 см^{-1} , у непредельных углеводородов нормального строения с увеличением m'_c она возрастает от значений ~ 1070 см^{-1} ($m'_c = 3$) до ~ 1130 см^{-1} при больших m'_c (рис. 27). Предельное значение данной частоты у обеих групп углеводородов совпадает.

В спектрах разветвленных непредельных углеводородов рассматриваемые линии ведут себя различно. Линия 1070—1130 см^{-1} при появлении разветвлений исчезает, аналогично тому, как это имело место в случае парафинов. Таким образом, эта линия характеризует во всех случаях колебания неразветвленной цепочки. Линия в области 1020—1080 см^{-1} более устойчива: она наблюдается в спектрах всех непредельных углеводородов, имеющих свободную цепочку с $m'_c \geq 3$. В табл. 56 приведены соответствующие данные для нескольких непредельных углеводородов. Как можно видеть, положение разветвления до двойной связи или после нее не сказывается существенно на интенсивности рассматриваемой линии, которая проявляется в обоих случаях вполне отчетливо. Если, однако, двойная связь стоит на конце свободной цепочки, то эта линия очень ослаблена. Передвижение двойной связи на второе звено от конца свободной цепочки приводит к усилению данной линии — интенсивность ее приближается к обычному значению (см. табл. 56).

На основании приведенных данных можно заключить, что линия в области 1020—1080 см^{-1} характеризует, как и в случае н. парафинов, колебания всей молекулы у непредельных углеводородов нормального строения, или всей свободной цепочки до разветвления у разветвленных молекул. Положение двойной связи в цепочке проявляется главным обра-

Т а б л и ц а 56

Характеристические линии свободной цепочки разветвленных непредельных углеводородов

Вещество	Формула	$\Delta\nu$	I_0	Литературная ссылка
2-Метилбутен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1025 1084	13 25	[1]
2-Метилпентен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1048	22	[60]
2-Этилбутен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1039 1092	18 21	[60]
2-Метилгексен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1057	13	[60]
2-Метилбутен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1034 1056 1072	9 13 9	[60]
2-Метилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1063	21	[60]
2-Метилоктен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1068	15	
цис-4-Метилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1048	4	[60]
транс-4-Метилпентен-2		1040	10	[60]
цис-4,4-Диметилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C} \\ \diagdown \\ \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1027 1075	9 3	[60]
транс-4,4-Диметилпентен-2		1028	9	[60]
4-Метилпентен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1041	3	[60]
6-Метилгептен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1061 1029	3 7	[1] [60]
4,4-Диметилпентен-1	$\begin{array}{c} \text{C} \\ \\ \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	1064	3	

зом в интенсивности рассматриваемой линии. Вторую линию (1070—1130 см^{-1}), в соответствии с закономерным изменением ее частоты при изменении положения двойной связи и расщеплением при наличии двух достаточно длинных радикалов, казалось бы, можно приписать колебаниям радикалов. Заметим, что и в случае н. парафинов экспериментальные данные приводили к выводу, что аналогичная линия соответствует колеба-

Таблица 57

Деформационные колебания свободной цепочки в спектрах разветвленных непредельных углеводородов

Вещество	Формула	m_c	m'_c	$\Delta\nu$	I_0	ρ	I'_∞	δ	Литературная ссылка
2-Метилбутен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	3	1	398	20	0,7	60	4,5	[1]
3-Метилпентен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	3	1	413	8	—	—	—	[142, 60]
3-Метилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	3	2	395	24	0,6	55	1,8	[1]
3-Этилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	3	2	$\begin{array}{l} 410 \ 15 \\ 425 \ 15 \end{array}$	$\left. \begin{array}{l} 15 \\ 15 \end{array} \right\}$	0,4	100	—	[1]
2-Метилпентен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	4	1	350	7	0,7	—	—	[142, 60]
2-Метилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	4	3	356	12	0,60	—	—	[142, 60]
4-Метилпентен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	4	1	341	10	0,5	—	—	[142, 60]
транс-4-Метилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	4	2	351	9	0,6	—	—	[142, 60]
транс-4,4-Диметилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	4	2	342	39	0,53	—	—	[60]
4-Метил-4-этилгексен-1	$\begin{array}{c} \text{C} \\ \\ \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	4	1	361	17	пол.	110	8	[1]
6-Метилгептен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	6	1	291	16	0,5	80	—	[1]
2-Метилоктен-1	$\begin{array}{c} \text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	7	1	262	4*	—	—	—	[142]
2-Метилоктен-2	$\begin{array}{c} \text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C} \\ \\ \text{C} \end{array}$	7	6	278	13	—	—	—	

* По визуальной оценке.

ниям локальной группы атомов. Однако исчезновение данной линии в разветвленных молекулах показывает, что она не является характеристической линией радикалов нормального строения.

Деформационные линии разветвленных непредельных углеводородов представляют большой интерес для выявления влияния на спектры положения в молекуле разветвлений и двойных связей. Как упоминалось выше, в эту область попадают часто линии разного происхождения, поэтому выделение линий, принадлежащих деформационным колебаниям свободной цепочки, связано с некоторыми трудностями. Кроме того, встает вопрос, что считать «свободной цепочкой» — цепочку, начинающуюся от разветвления или от двойной связи? В табл. 57 мы приводим данные для линий в этой области спектра, которые по совокупности параметров (наибольшая интенсивность и поляризация, наименьшая ширина) могли бы быть приписаны деформационным колебаниям свободной цепочки наибольшей длины¹. При этом указаны два числа атомов в цепочке: m_c , относящееся к цепочке, начинающейся от разветвления, и m'_c — для цепочки, начинающейся от двойной связи. Для непредельных углеводородов 3-й группы, как и в случае соединений нормального строения, рассматриваются только изомеры с транс-конфигурацией.

Частота деформационных линий колебаний свободной цепочки для непредельных углеводородов сильно различающегося строения, как видно из приводимых в табл. 57 данных, определяется в основном числом m_c , т. е. положением разветвления в молекуле. Положение двойной связи почти не сказывается на частоте этой линии — цепочка, включающая в себя двойную связь на разных расстояниях от конца, эквивалентна цепочке без двойных связей той же длины. Таким образом, в области деформационных колебаний остова молекула «делится» на части не двойной связью, как считает Губо [142], а разветвлением.

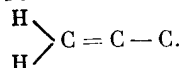
Приведенные в этом разделе данные показывают, что представление об аддитивном наложении спектров радикалов на спектр двойной связи с данным типом замещения, систематически проводимое Губо [142], должно рассматриваться лишь как очень грубое приближение. Это представление оправдывается лучше всего для непредельных углеводородов нормального строения. Для разветвленных непредельных углеводородов оно справедливо по существу лишь постольку, поскольку радикалы имеют характеристические структурные элементы, линии которых и проявляются в спектрах. В целом радикалы не представляют собой подобных характеристических структурных элементов и им не соответствует определенная совокупность линий в спектрах. Как мы уже подчеркивали при рассмотрении других классов углеводородов, далеко не всякому разветвлению или комбинации разветвлений соответствуют определенные спектральные признаки. Только при наличии сильно взаимодействующей (кинематически или динамически) группы атомов в колебательных спектрах проявляется характерный для данной группы набор линий. Эти положения хорошо иллюстрируются на рассмотренном выше примере непредельных углеводородов.

§ 21. Валентные колебания СН в спектрах непредельных углеводородов

В области валентных колебаний СН спектры непредельных углеводородов имеют некоторые особенности, обусловленные влиянием двойной связи $C=C$ на колебания близлежащих атомов водорода. Особенно сильно

¹ В некоторых случаях эти линии налагаются на линии другого происхождения.

это влияние проявляется на колебаниях групп CH_2 , непосредственно примыкающих к двойной связи. Для подобных групп весьма характерны линии ~ 3000 и $\sim 3080 \text{ см}^{-1}$. В двух последних колонках табл. 58 приведены данные для указанных линий в спектрах ряда непредельных углеводородов. На основании этих данных можно заключить, что более интенсивная, поляризованная линия $\sim 3000 \text{ см}^{-1}$ принадлежит полносимметричному колебанию, менее интенсивная, деполяризованная линия $\sim 3080 \text{ см}^{-1}$ — антисимметричному колебанию группы



По сравнению с «обычными» группами CH_2 область рассматриваемых частот смещена на $\sim 100 \text{ см}^{-1}$. Интенсивности и степени деполяризации этих линий, несомненно, характеристичны.

Влияние двойной связи на колебания групп CH_2 , непосредственно не связанных с ней, по-видимому, незначительно. В двух первых колонках табл. 58 приведены данные для линий в спектрах непредельных углеводородов, которые можно отнести к колебаниям «обычных» групп CH_2 . Как видно, эти колебания имеют примерно те же значения частот и интенсивностей, как и в парафинах (ср. табл. 26), однако значение степени деполяризации их несколько уменьшилось, что особенно ясно обнаруживается у линии в области $\sim 2910 \text{ см}^{-1}$ (вторая колонка табл. 58).

Двойная связь влияет также на колебания групп CH_3 , приведенных к углеродному атому этого структурного элемента. В табл. 59 приведены данные для линий, которые могут быть отнесены к колебаниям групп CH_3 в спектрах непредельных углеводородов. Особенно интересны данные для первых трех соединений, обладающих только группами CH_3 , приведенными к углеродному атому двойной связи, и группами $=\text{C}-$, и не

имеющих групп другого типа. В спектрах этих соединений имеются обычные линии, характерные для групп CH_3 в парафинах, с характеристическими для подобных групп значениями параметров (первая и третья колонки цифр в табл. 59). Наряду с этим имеется очень интенсивная, сильно поляризованная линия $\sim 2916 \text{ см}^{-1}$ (вторая колонка) и сравнительно слабые линии в области $2990-3030 \text{ см}^{-1}$ (четвертая колонка). Линии в области $2990-3030 \text{ см}^{-1}$ не проявляются в спектрах α -олефинов и 3-этилпентена-2, не обладающих группами CH_3 , приведенными к углеродному атому двойной связи. С другой стороны, линия 2999 см^{-1} имеется у тетраметилэтилена, имеющего только указанные группы. Сопоставляя эти факты, можно заключить, что по крайней мере одна из рассматриваемых линий принадлежит группе CH_3 , приведенной к углеродному атому двойной связи, т. е. находящейся под воздействием двойной связи $\text{C}=\text{C}$. К подобным группам можно отнести и линию $\sim 2916 \text{ см}^{-1}$ (вторая колонка табл. 59), которая в спектрах углеводородов, обладающих также «обычными» группами CH_3 и CH_2 , маскируется частично линиями другого происхождения. Одну из линий в области $2990-3030 \text{ см}^{-1}$ естественно было бы приписать колебаниям групп $=\text{C}-$. Однако такая интерпретация не может быть

проведена вполне последовательно. В спектрах 3-этилпентена-2 и α -олефинов, имеющих по одной подобной группе, нет линий в рассматриваемой области. Это означает, что линия, принадлежащая группе $=\text{C}-$, обладает

небольшой интенсивностью. Поэтому, при наличии в области $2990-3030 \text{ см}^{-1}$ двух довольно интенсивных линий, обе они должны быть отнесены к

Таблица 58

Линии групп CH_2 в спектрах непредельных углеводородов

Вещество	Формула	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ
Бутадиен *	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{CH}_2$ $\begin{array}{c} \text{H} \quad \text{H} \\ \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	—	—	—	—	—	—	3000	5	ρ	3088	1	—
Диаллил	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{CH}_2$ $\begin{array}{c} \text{H} \quad \text{H} \\ \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2846 2861 —	70 75 —	0,35 0,34 —	2889 2911 2935	100 170 45	0,52 0,31 0,23	2984 3005 —	130 260 —	0,22 0,14 —	3082 — —	120 — —	0,60 — —
Пентен-1	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3$ $\begin{array}{c} \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \\ \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2844 2863 —	17 50 —	— 0,19 —	2907 2918 —	160 150 —	0,30 — —	3001 — —	140 — —	0,11 — —	3083 — —	50 — —	1,0 — —
Гексен-1	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3$ $\begin{array}{c} \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \\ \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2859 — —	140 — —	0,25 — —	2896 2916 —	200 220 —	0,47 0,31 —	3003 — —	140 — —	0,21 — —	3082 — —	55 — —	1,0 — —
Октен-1	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3$ $\begin{array}{c} \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \\ \quad \quad \quad \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2854 — —	260 — —	0,11 — —	2893 2905 2924	290 320 310	0,25 — —	3001 — —	140 — —	0,14 — —	3080 — —	60 — —	1,0 — —
Ундецен-1	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3$ $\begin{array}{c} \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \\ \quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2852 — —	470 — —	0,17 — —	2893 2903 2922	470 520 440	0,47 — —	3001 — —	130 — —	0,26 — —	3081 — —	50 — —	0,93 — —
2-Метилбутен-1	$\text{H}_2\text{C}=\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3$ $\begin{array}{c} \text{H} \\ \\ \text{CH}_3 \quad \text{H} \end{array}$	2858 — —	60 — —	0,17 — —	— — —	— — —	— — —	3002 — —	70 — —	0,20 — —	3082 — —	40 — —	0,72 — —

* По данным [71]; интенсивности — по визуальной оценке.

Линии групп CH_3 в спектрах

Вещество	Формула	$\Delta\nu$	I'	ρ
Тетраметилэтилен *	$\begin{array}{c} \text{H}_3\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \\ \text{CH}_3 \quad \text{CH}_3 \end{array}$	2862	16	0,09
Дипропенил	$\begin{array}{c} \text{H}_3\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2855 2882	150 160	0,26 0,22
Аллооцимен	$\begin{array}{c} \text{H}_3\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \quad \quad \quad \\ \text{CH}_3 \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{CH}_3 \quad \text{H} \end{array}$	2857 2881	580 560	0,20 0,31
2-Метилбутен-1	$\begin{array}{c} \text{H}_2\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \\ \text{CH}_3 \quad \text{H} \end{array}$	2883	170	0,13
Пентен-1	$\begin{array}{c} \text{H}_2\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2878	170	0,12
Гексен-1	$\begin{array}{c} \text{H}_2\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2877	200	0,26
4-Этилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{H}_3\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \quad \\ \text{H} \quad \text{C}-\text{H} \\ \\ \text{CH}_3 \end{array}$	2881	260	0,13
2-Метилпентен-2	$\begin{array}{c} \text{H}_3\text{C}-\text{C}=\text{C}-\text{C}-\text{CH}_3 \\ \quad \quad \\ \text{CH}_3 \quad \text{H} \quad \text{H} \end{array}$	2876	210	0,12

* По данным [142]; интенсивность — по визуальной оценке; ρ — по данным наших измерений.

колебаниям групп CH_3 , приведенных к углеродному атому двойной связи. Не исключено, что на одну из этих линий налагается линия группы.



Из приведенного рассмотрения экспериментального материала следует, что колебания группы CH_3 заметно видоизменяются под влиянием расположенной вблизи нее связи $\text{C}=\text{C}$. Это воздействие не следует, однако, из обычных расчетов колебательных спектров молекул. В табл. 60 сопоставлены экспериментальные данные и результаты подобных расчетов для пропилена и изобутилена, проведенных Свердловым. В случае пропилена расчет дает для частот q'_{CH_3} и q''_{CH_3} практически совпадающие значения (2976 и 2975 см^{-1} соответственно), и Свердлов относит к обоим этим частотам линию 2956 см^{-1} .

Однако при учете приведенного выше экспериментального материала для более сложных непредельных углеводородов нам кажется более

Таблица 59

непредельных углеводородов

$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ	$\Delta\nu$	I'	ρ
2916	20	0,19	—	—	—	2999	5	0,62
2916	510	0,12	2936	260	0,33	2996	190	0,29
—	—	—	2962	150	0,79	3026	100	0,33
2914	1500	0,23	2967	100	0,47	3011	95	0,42
—	—	—	—	—	—	—	—	—
2917	180	0,16	2943	180	0,23	2988	150	0,14
—	—	—	2971	120	0,65	—	—	—
—	—	—	2937	170	0,12	—	—	—
—	—	—	2965	85	0,52	—	—	—
—	—	—	2940	170	0,20	—	—	—
—	—	—	2965	85	0,69	—	—	—
—	—	—	2938	320	0,18	—	—	—
—	—	—	2968	250	0,54	—	—	—
2913	310	0,10	2967	95	0,50	2987	65	0,57
—	—	—	—	—	—	3035	12	0,65

правильным отнести к колебанию q'_{CH_2} линию 2990 см^{-1} , на которую, возможно, накладывается линия, принадлежащая колебанию q_{CH} , тогда как сильную линию 3010 см^{-1} , нужно, несомненно, отнести к колебанию $q_{CH_2}^+$. Таким образом, частоты колебаний q'_{CH_2} и q_{CH_2} под влиянием двойной связи получают различающиеся значения. Эти соображения подтверждаются при рассмотрении спектра дейтеропропилена. Здесь у колебаний q'_{CH_2} и q_{CH_2} вычисленные частоты снова одинаковы (2224 см^{-1}), тогда как в инфракрасном спектре им соответствуют линии 2204 см^{-1} (с.) и 2219 см^{-1} (о. с.) (по данным Свердлова [147]).

В случае изобутилена расчет Свердлова дает для частот колебаний $q_{CH_2}^+$ (A_1) и $q_{CH_2}^+$ (B_1) совпадающие значения 2899 см^{-1} (см. табл. 60). В действительности эти частоты различны. Линии $q_{CH_2}^+$ (A_1) изобутилена с частотой 2909 см^{-1} в спектрах более сложных непредельных углеводородов соответствует очень интенсивная линия $\sim 2916\text{ см}^{-1}$. Для второй

Таблица 60

Интерпретация колебательных спектров пропилена и изобутилена в области валентных колебаний СН

Экспериментальные данные		Интерпретация по Свердлову [146, 147]			Наша интерпретация	
комбин. рассеяние, см^{-1}	инфр., см^{-1}	координ.	симм.	выч. частота, см^{-1}	координ.	симм.
Пропилен						
3087 (сл.)	3090 (с.)	$q_{\text{CH}_2}^-$	A'	3099	$q_{\text{CH}_2}^-$	A'
3010 (с., p)	3013 (с.)	q_{CH}	A'	3016	$q_{\text{CH}_2}^+$	A'
2990 (сл., p)	2992 (с.)	$q_{\text{CH}_2}^+$	A'	3011	$q_{\text{CH}_3}^+ + q_{\text{CH}}$	A'
2956 (о. сл.)	2954 (о. с.)	$q_{\text{CH}_3}^+ +$	A'	2976	$q_{\text{CH}_3}^-$	A''
		$+ q_{\text{CH}_3}^+$	A''	2975		
2924 (о. с., p)	2933 (с.)	$q_{\text{CH}_3}^+$	A'	2899	$q_{\text{CH}_3}^-$	A'
Изобутилен						
3081 (3)	3085 (2)	q_{CH_2}	B_1	3097	q_{CH_2}	B_1
2985 (10, p)	—	q_{CH_2}	A_1	3011	$q_{\text{CH}_2}^+ +$	A_1
					$+ q_{\text{CH}_3}$	A_2
2909 (10, p)	—	$q_{\text{CH}_3}^+$	A_1	2899	$q_{\text{CH}_3}^+$	A_1
2889 (3)	—	$q_{\text{CH}_3}^+$	B_1	2899	$q_{\text{CH}_3}^-$	B_1
2928 (3)	—	Обертон	—	1468.2	q_{CH_3}	A_1
		$q_{\text{CH}_3}^- +$	A_1	2978	$q_{\text{CH}_3}^- +$	B_1
—	2965 (1)	$+ q_{\text{CH}_3}^+$	B_1	2975		
		$+ q_{\text{CH}_3}$	B_2	2975	$+ q_{\text{CH}_3}^-$	B_2
—	—	q_{CH_3}	A_2	2975	—	—
2857 (4)	—	Обертон	—	1453+1412	Обертон	—

линии 2889 см^{-1} , принадлежащей колебанию $q_{\text{CH}_3}^+$ (B_1), также имеется аналогичная линия в спектрах ряда непредельных углеводородов (см. табл. 59). Остальные четыре частоты групп CH_3 по расчету имеют практически совпадающие значения. Можно предположить, однако, что здесь также происходит расщепление. При этом линия с повышенным значением частоты (вероятно, q_{CH_3} (A_2)) перекрывается интенсивной линией 2985 см^{-1} , принадлежащей колебанию q_{CH_2} (A_1). Вторая из рассматриваемых частот соответствует линии 2928 см^{-1} (колебание q_{CH_3} (A_1)), аналогичной линиям в области $\sim 2940 \text{ см}^{-1}$, характерным для групп CH_3 в других углеводородах. Оставшиеся две частоты соответствуют линии 2965 см^{-1} , также весьма характерной для групп CH_3 .

Особенности поведения линий, принадлежащих группам CH_3 , приведенным к углеродным атомам двойной связи, могут быть объяснены, как и для других классов углеводородов, за счет дополнительного динамического взаимодействия атомов водорода этих групп с другими атомами. Экспериментальный материал хорошо согласуется с такой интерпрета-

цней. Однако мы не имели возможности в случае непредельных углеводородов подтвердить эту интерпретацию прямыми расчетами.

§ 22. Структурный анализ непредельных углеводородов

Непредельные углеводороды с изолированными связями $C=C$ легко могут быть отличены от других классов углеводородов по интенсивной поляризованной линии в области $1640-1680\text{ см}^{-1}$, характеризующей валентные колебания связи $C=C$. При наличии в исследуемом соединении двух или более однотипных связей $C=C$ (не сопряженных) интенсивность этой линии возрастает пропорционально числу связей (интенсивность на одну связь $I'_{\infty} = 400-500$). Если же связи $C=C$ различаются своим положением в молекуле, например одна находится на конце, другая в середине молекулы, то в рассматриваемой области появляются две линии. Появление двух линий в области $1640-1680\text{ см}^{-1}$ может также свидетельствовать о том, что исследуемое вещество представляет смесь пространственных изомеров (см. ниже). Резкое увеличение интенсивности линий в области $1640-1680\text{ см}^{-1}$ (в 5-10 раз по сравнению с одиночной связью $C=C$) указывает на наличие сопряжения связей $C=C$.

Тип замещения устанавливается при помощи следующих признаков.

1. Непредельные углеводороды 1-й и 2-й групп (двойная связь на краю цепочки) характеризуются линиями ~ 3000 и $\sim 3080\text{ см}^{-1}$, принадлежащими валентным колебаниям комплекса $=CH_2$. Первая линия поляризована, вторая деполаризована. Для них характерна также линия $\sim 1414\text{ см}^{-1}$, принадлежащая деформационным колебаниям того же комплекса. При этом у непредельных углеводородов 1-й группы (α -олефины) частота двойной связи имеет значение $\sim 1642\text{ см}^{-1}$, у непредельных углеводородов 2-й группы (два заместителя при одном и том же атоме углерода) указанная частота имеет значение $\sim 1650\text{ см}^{-1}$.

Дополнительные признаки непредельных углеводородов 1-й группы: линия средней интенсивности $\sim 912\text{ см}^{-1}$ и слабые линии $\sim 430, 630, 990$ и 1295 см^{-1} .

Дополнительные признаки непредельных углеводородов 2-й группы: линия средней интенсивности $\sim 888\text{ см}^{-1}$ и слабые линии $\sim 435, 700, 1000\text{ см}^{-1}$. Кроме того, для этой группы характерны признаки «получет-вертичного» атома углерода: линии в областях $900-950, 1200-1250\text{ см}^{-1}$ и смещение полносимметричных частот колебаний цепи в область $730-770\text{ см}^{-1}$ (при отсутствии других характеристических структурных элементов).

2. У непредельных углеводородов 4-й группы (тризамещенные непредельные углеводороды) частота двойной связи имеет значение $1670-1680\text{ см}^{-1}$, причем в спектре наблюдаются характерные для этого типа замещения линии в областях $500-530$ и $1340-1360\text{ см}^{-1}$. Дополнительные признаки: слабые линии $\sim 250-260, 300$ и 1210 см^{-1} . Кроме того, для этой группы характерны перечисленные выше (п. 1) признаки получения атома углерода.

3. Для непредельных углеводородов 5-й группы (четырезамещенные непредельные углеводороды) при значении частоты двойной связи $\sim 1670\text{ см}^{-1}$ характерны интенсивные линии $680-690, \sim 505$ и $\sim 1390\text{ см}^{-1}$. Дополнительный признак: отсутствуют линии в области $1200-1250\text{ см}^{-1}$.

4. Если при значении частоты двойной связи $1655-1675\text{ см}^{-1}$ в спектре исследуемого соединения нет признаков непредельных углеводородов 4-й и 5-й групп, то оно относится к 4-й группе (непредельные углеводороды с двумя заместителями при разных атомах углерода). При этом цис-изомеры имеют частоту двойной связи $1655-1660\text{ см}^{-1}$, транс-изомеры

частоту $1670\text{--}1675\text{ см}^{-1}$. Если в спектре наблюдаются обе эти линии и их суммарная интегральная интенсивность не превосходит значительно интенсивности для одной связи $\text{C}=\text{C}$, то это означает, что исследуемое вещество представляет смесь пространственных изомеров.

Дополнительные признаки цис-изомеров: интенсивная линия $\sim 1260\text{ см}^{-1}$, линии средней интенсивности ~ 580 и $\sim 960\text{ см}^{-1}$ и слабые линии 300 , 400 см^{-1} .

Дополнительные признаки транс-изомеров: интенсивные линии $1300\text{--}1310$, $1060\text{--}1100$, $470\text{--}490\text{ см}^{-1}$, слабые линии ~ 745 , 965 см^{-1} .

Строение замещающих радикалов устанавливается прежде всего по особенностям спектров, обусловленным характеристическими структурными элементами этих радикалов. В соответствии с этим мы можем для непредельных углеводородов в этой части сохранить общий ход структурного анализа и разбиение на группы, проведенное при рассмотрении парафинов.

1. Изолированному четвертичному атому углерода соответствуют в спектрах интенсивные, сильно поляризованные линии в области $700\text{--}760\text{ см}^{-1}$ и интенсивные линии 925 и $1200\text{--}1250\text{ см}^{-1}$. Эти признаки довольно близки спектральным признакам получетвертичного атома углерода, но выражены у четвертичного атома более четко: перечисленные выше линии у четвертичного атома значительно интенсивнее; кроме того, в области $900\text{--}950\text{ см}^{-1}$ они более тесно сгруппированы около частоты $\sim 925\text{ см}^{-1}$, а в области $1200\text{--}1250\text{ см}^{-1}$ около частоты 1200 см^{-1} , чем у получетвертичного атома углерода.

Следует заметить, что получетвертичные атомы могут быть только у непредельных углеводородов 2-й и 4-й групп. Поэтому если вышеперечисленные линии присутствуют в спектрах непредельных углеводородов 1, 3 и 5-й групп, то они прямо указывают на наличие в исследуемой молекуле четвертичного атома углерода. С другой стороны, у непредельных углеводородов 2-й и 4-й групп заведомо имеется получетвертичный атом, поэтому может возникнуть вопрос только о том, нет ли в молекуле также изолированного четвертичного атома? Этот вопрос может быть легко решен по интенсивности линии. При одном получетвертичном атоме в области $900\text{--}950\text{ см}^{-1}$ интенсивности линий I'_0 имеют порядок $10\text{--}15$ единиц, а в области $1190\text{--}1210\text{ см}^{-1}$ имеются лишь очень слабые линии с $I'_0 \sim 3$. Если же в молекуле имеется еще четвертичный атом, то в спектре наблюдаются линии $\sim 925\text{ см}^{-1}$ и в области $1190\text{--}1210\text{ см}^{-1}$ с интенсивностью $I'_0 \sim 20$ (или выше).

При наличии в молекуле смежных четвертичного и третичного или четвертичного и получетвертичного атомов частота полносимметричных колебаний остова смещается в область $660\text{--}700\text{ см}^{-1}$, в области $900\text{--}950\text{ см}^{-1}$ появляются две линии, а в области $1200\text{--}1250\text{ см}^{-1}$ остается одна линия около 1200 см^{-1} . Кроме того, обычно появляются линии в области $520\text{--}530\text{ см}^{-1}$.

2. Смежные третичные атомы (при отсутствии четвертичных атомов) характеризуются наличием полносимметричных линий в области $700\text{--}750\text{ см}^{-1}$, а также довольно интенсивных линий в области $900\text{--}950$ и $1160\text{--}1190\text{ см}^{-1}$.

3. Непредельные углеводороды, имеющие только изолированные третичные атомы углерода, характеризуются полносимметричными линиями колебаний остова в области $760\text{--}850\text{ см}^{-1}$, линиями средней интенсивности в области $900\text{--}950\text{ см}^{-1}$ и линией в области $1145\text{--}1170\text{ см}^{-1}$.

Во всех трех рассмотренных случаях наличие в молекуле свободной цепочки с $m_c \geq 3$ характеризуется появлением линии в области 1020--

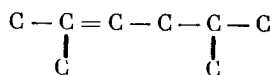
1080 см^{-1} . Если двойная связь стоит на конце цепочки, то эта линия очень ослаблена. Число звеньев в наиболее длинной свободной цепочке, идущей от разветвления, определяется по частоте наиболее интенсивной, поляризованной и узкой деформационной линии при помощи формулы (20.2), где m'_C нужно заменить на m_C .

Наличие групп CH_3 , привешенных непосредственно к углеродному атому двойной связи, характеризуется появлением в спектре интенсивной линии $\sim 2916 \text{ см}^{-1}$ и линий в области 2990—3030 см^{-1} . Этот признак имеет наибольшее значение для непредельных углеводородов 3, 4 и 5-й групп.

4. Непредельные углеводороды нормального строения имеют полносимметричные линии колебаний остова в области 800—900 см^{-1} . Положение двойной связи на краю цепочки легко устанавливается по спектральным признакам непредельных углеводородов 1-й группы. В случае непредельных углеводородов 3-й группы с транс-конфигурацией положение двойной связи в цепочке может быть установлено по частоте наиболее интенсивной, поляризованной и узкой линии в области деформационных колебаний цепочки при помощи формулы (20.2). Дополнительные данные дает линия в области 1070—1130 см^{-1} . Зависимость частоты указанной линии от числа m_C атомов углерода в наиболее длинной цепочке дается графиком, представленным на рис. 27. Эта линия пригодна как для транс-, так и для цис-изомеров.

Перечисленные выше спектральные признаки позволяют во многих случаях решить вопрос о строении молекул непредельных углеводородов полностью¹. Следует подчеркнуть, что предлагаемая схема структурного анализа непредельных углеводородов, как и в случае других рассмотренных ранее классов углеводородов, учитывает взаимодействие отдельных структурных элементов и возможность «подавления» некоторых из них более сильными. В целом структурный анализ непредельных углеводородов, естественно, более сложен, чем, например, анализ парафинов, вследствие появления нового структурного элемента — двойной связи. Поэтому в некоторых случаях расшифровка строения молекулы по ее спектру комбинационного рассеяния не может быть проведена во всех деталях. В случае сильно разветвленных соединений изолированные третичные атомы могут ускользнуть от внимания, так как полное число групп CH_3 в непредельных углеводородах не может быть установлено столь надежно, как в парафинах, а характеристические линии третичного атома могут быть «подавлены» из-за наличия более сильных характеристических структурных элементов. С этими особенностями структурного анализа непредельных углеводородов необходимо считаться при их исследовании.

Описанная схема структурного анализа была опробована нами на одном углеводороде, который был дан в числе ряда углеводородов других классов, с указанием только его молекулярного веса. Пользуясь спектрами комбинационного рассеяния, мы установили следующее строение данного углеводорода:



Строение данного соединения оказалось определенным правильно.

¹ Как и в случае других классов углеводородов, мы предполагаем, что молекулярный вес исследуемого вещества известен.

14 Труды Физического института, т. XII

ГЛАВА VI

ТЕНЗОР ПРОИЗВОДНОЙ ПОЛЯРИЗУЕМОСТИ И ПАРАМЕТРЫ
ЛИНИЙ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ§ 23. Зависимость ширины линий комбинационного рассеяния
от анизотропии тензора производной поляризуемости

Согласно теории поляризуемости Плачека, интенсивность и поляризация линий комбинационного рассеяния выражаются через инварианты тензора производной поляризуемости α' — шпур b и анизотропию g . Обратно, зная интенсивность I и степень деполяризации ρ некоторой линии комбинационного рассеяния, можно найти указанные инварианты по формулам (см. § 1):

$$g^2 = \frac{I}{6c} \frac{\rho}{(1+\rho)}, \quad (23.1)$$

$$b^2 = \frac{1}{6c} \frac{(6-7\rho)}{5(1+\rho)}, \quad (23.2)$$

где c — постоянная. Таким образом, точные измерения величин I и ρ открывают возможность определить инварианты тензора α' , более глубоко характеризующие электрооптические свойства молекулы, чем сами параметры линии I и ρ . Следовательно, появляется возможность также установить связь величин b и g со строением молекул и с другими параметрами линий комбинационного рассеяния.

В этом параграфе делается попытка проследить связь инвариантов тензора α' с шириной линий комбинационного рассеяния. Изучение ширины линий комбинационного рассеяния началось лишь в последние годы работами Стерина [117], и накопленный экспериментальный материал довольно ограничен. С теоретической стороны вопрос о ширине линий комбинационного рассеяния также очень мало разработан. Теория поляризуемости Плачека дает обоснование лишь того положения, что для данной молекулы в условиях, когда ее можно считать свободно ориентирующейся в пространстве системой, полносимметричные линии должны быть более узкими, чем линии других типов симметрии. При этом ширина линии должна быть тем меньше, чем меньше степень деполяризации ρ . Действительно, согласно этой теории, в излучении рассеяния следует различать две части: скалярное рассеяние, которое в обычных условиях наблюдения линейно поляризовано, и квадрупольное рассеяние, для которого $\rho = 6/7$. Для квадрупольного рассеяния имеют место правила отбора:

$$\Delta J = 0; \pm 1; \pm 2 \quad (23.3)$$

(J — вращательное квантовое число), тогда как для скалярного рассеяния разрешены только переходы, не сопровождающиеся изменением вращательного квантового числа ($\Delta J = 0$). Таким образом, вращательная структура не может проявиться в скалярном рассеянии, но может наблюдаться в квадрупольном рассеянии, причем вследствие близости между собой компонент вращательной структуры и значительной ширины каждой компоненты все они сливаются в одну широкую линию. Следует заметить еще, что поляризация неполносимметричных линий определяется правилами, установленными для квадрупольного рассеяния, т. е. равна $6/7$.

В каждой комбинационной линии могут быть представлены, вообще говоря, обе части рассеянного излучения. Однако, если линия сильно поляризована, то это свидетельствует о том, что для нее основную роль играет

скалярное рассеяние. Но тогда компоненты вращательной структуры, соответствующие переходам с изменением вращательного квантового числа, могут иметь лишь весьма малую интенсивность и не влияют существенно на ширину линии; это означает, что линия по сравнению с другими, для которых разрешена вращательная структура, должна быть более узкой. Подобная линия должна быть и наиболее интенсивной, в соответствии с качественным правилом, согласно которому интенсивнейшие линии принадлежат полносимметричным колебаниям.

Приведенные выше рассуждения качественно хорошо согласуются с опытом, что отмечалось в ряде работ [116, 19]. Вместе с тем нужно подчеркнуть, что вращательная структура является лишь одним из факторов, влияющих на ширину линий комбинационного рассеяния, и не может полностью объяснить наблюдаемую ширину линий. Дело в том, что для сильно поляризованных линий, например с $\rho < 0,1$, на долю квадрупольного рассеяния приходится всего несколько процентов общей интенсивности линии; следовательно, для подобных линий наблюдаемая ширина не может быть объяснена за счет примеси к скалярному рассеянию квадрупольного рассеяния. Заметим также, что применение к жидкости теории поляризуемости Плачека, развитой для свободно ориентирующихся в пространстве систем, представляется незаконным.

Более последовательная точка зрения по рассматриваемому вопросу проводится в работах Собельмана [124], однако для сильно поляризованных линий его выводы также мало пригодны.

Наблюдаемая ширина сильно поляризованных линий комбинационного рассеяния не может быть объяснена и за счет таких факторов, как ангармоничность и эффект Доплера. Это было показано Стериним [117] на примере тщательно изученных им линий 992 см^{-1} бензола и 802 см^{-1} циклогексана. Таким образом, сильно поляризованные линии в спектрах комбинационного рассеяния занимают особое положение, поскольку для объяснения их ширины в настоящее время не существует удовлетворительного объяснения. Экспериментальное исследование этих линий представляет особый интерес, так как можно надеяться, что обнаружение новых фактов даст возможность по-новому подойти и к вопросу о ширине линий. Нужно отметить, что подобные линии вследствие их большой интенсивности наиболее интересны и с практической точки зрения, поскольку по ним проводится обычно количественный молекулярный анализ, а ширина влияет на наблюдаемую интенсивность линий.

Ниже мы будем рассматривать только линии комбинационного рассеяния, принадлежащие валентным полносимметричным колебаниям остова. Именно для подобных линий и встает в первую очередь вопрос об объяснении происхождения их ширины. Для этого класса линий наши исследования указывают на определенную связь между шириной их и строением молекулы¹. Оказалось [18, 19], что в ряду соединений, обладающих одним и тем же характеристическим структурным элементом, ширина полносимметричных линий, принадлежащих этому структурному элементу, обнаруживает закономерные изменения при изменении строения молекул. (Сравнение спектров производилось всегда при одной и той же температуре и одинаковых прочих условиях). Наличие подобных закономерностей неоднократно отмечалось нами в предыдущих параграфах. Эти закономерности могут быть сформулированы следующим образом: 1) при удлинении цепочки замещающего радикала (до некоторых пределов)

¹ Для линий других типов заключения о связи ширины со строением молекул затруднены зависимостью ширины от внешних условий (в первую очередь — от температуры), более сильной, чем у рассматриваемых нами полносимметричных линий колебаний остова (см. [178]).

ширина линий увеличивается; 2) при повышении симметрии молекулы и при появлении дополнительных разветвлений ширина линий уменьшается; 3) ширина линий изменяется параллельно с изменением степени деполаризации¹. Все эти закономерности имеют качественный характер и выполняются не вполне строго. Значение их состоит в том, что они указывают на несомненно существующую связь между шириной рассматриваемых полносимметричных линий колебаний остова и строением молекул.

Более строгую количественную формулировку связи между шириной линий комбинационного рассеяния и строением молекул удастся получить, привлекая инварианты тензора α' . Оказалось, что ширина рассматриваемого нами класса комбинационных линий наиболее непосредственно связана с анизотропией тензора производной поляризуемости. Мы проследили эту закономерность на четырех рядах соединений, обладающих соответственно следующими характеристическими структурными элементами: 1) четвертичный атом углерода; 2) пятичленное кольцо; 3) шестичленное кольцо; 4) двойная связь $C = C$. В других случаях характеристические структурные элементы оказываются слишком слабыми и полносимметричные линии колебаний остова относятся к колебаниям всей молекулы, а не этих характеристических структурных элементов. Полученные нами данные приведены в табл. 61, где представлены значения I_∞ и δ по данным прямых измерений, методика которых описана в § 2 и 3. Величины ρ также были промерены нами заново с большой тщательностью. В данном исследовании, по условию задачи, можно было использовать только изолированные линии, что значительно ограничило число объектов исследования.

Согласно полученным данным, связь ширины линий δ с анизотропией g -тензора производной поляризуемости может быть выражена формулой

$$\delta = A + Bg^4. \quad (23.4)$$

Коэффициенты A и B зависят от рассматриваемого характеристического структурного элемента. На рис. 28 представлена зависимость, выражаемая формулой (23.4). Как видно, экспериментальные точки удовлетворительно ложатся на кривые, выражаемые формулой (23.4). Отступления от этой зависимости, помимо ошибок измерения (несомненно значительных), могут быть связаны также и с тем, что, кроме анизотропии, на ширину линий комбинационного рассеяния действуют также другие факторы. В частности, тот факт, что коэффициент A не равен нулю, указывает на влияние на ширину линий комбинационного рассеяния, кроме анизотропии, и других факторов.

С точки зрения общей закономерности, выражаемой формулой (23.4), легко понять три качественные закономерности изменения ширины линий, отмеченные нами выше. Действительно, при удлинении замещающего радикала анизотропия тензора α , а следовательно, для полносимметричных линий и тензора α' растет, т. е. должна возрастать и ширина линий. Далее, повышение симметрии и разветвленности молекулы делает обычно ее относительно менее вытянутой, т. е. уменьшает анизотропию, что приводит к уменьшению ширины линий. Наконец, симбатность изменения ширины и степени деполаризации линий прямо следует из (23.4) при учете выражения для анизотропии (23.1).

¹ Как указывалось выше, отмеченная нами связь ширины линий со степенью деполаризации не может быть объяснена за счет влияния вращательной структуры и имеет совсем другое происхождение.

Таблица 61

Зависимость ширины полносимметричных линий от анизотропии тензора производной поляризуемости

Вещество	$\Delta\nu$, см ⁻¹	I	ρ	g^2	δ , см ⁻¹
Четвертичный атом углерода					
2,2-Диметилбутан	712	350	0,02	0,07	3,8
2,2,4-Триметилпентан	746	380	0,02	0,075	3,8
2,2,3-Триметилпентан	716	390	0,04	0,15	7,7
2,2,3-Триметилбутан	688	490	0,03	0,14	8,3
2,2-Диметилпентан	746	360	0,05	0,17	8,8
2,2-Диметилгексан	748	220	0,13	0,25	9,8
4-Метил-4-этилгексен-1	724	310	0,13	0,35	16
3-Метил-3-этилгексан	707	420	0,09	0,35	19
2,2,4,6,6-Пентаметилгептан	758	500	0,05	0,24	11
Пятичленное кольцо					
Циклопентан	889	600	0,06	0,30	11
Метилциклопентан	890	340	0,11	0,34	16
Этилциклопентан	893	200	0,18	0,33	16
н. Пропилциклопентан	896	300	0,17	0,43	19
н. Бутилциклопентан	893	360	0,20	0,60	20
н. Амилциклопентан	893	350	0,16	0,48	18
н. Гексилциклопентан	892	330	0,17	0,48	20
н. Гептилциклопентан	894	330	0,23	0,61	17
Изопропилциклопентан	896	220	0,14	0,27	12
2-Циклопентилбутан	897	290	0,15	0,38	15
2-Циклопентилоктан	896	200	0,21	0,35	16
1,1-Диметилциклопентан	889	350	0,20	0,58	29
Циклопентен	900	230	0,07	0,15	6
1,2-Дициклопентилэтилен	893	580	0,10	0,53	22
Шестичленное кольцо					
Циклогексан	802	540	0,05	0,25	2,0
Метилциклогексан	770	360	0,09	0,30	4,0
Этилциклогексан	754	170	0,28	0,80	5,9
	795	200	0,28		6,1
Двойная связь С=С					
Пентен-1	1642	360	0,12	0,39	6,1
Гексен-1	1642	380	0,16	0,52	6,2
Гептен-1	1642	340	0,15	0,44	5,5
Октен-1	1642	400	0,15	0,52	7,2
Ундецен-1	1642	390	0,16	0,54	5,8
Диаллил	1642	580	0,14	0,71	7,9
2-Метилпентен-2	1677	470	0,12	0,50	6,9
3-Этилпентен-2	1670	570	0,11	0,57	9,4
4-Метил-4-этилгексен-1	1641	480	0,09	0,39	5,1
Циклопентен	1614	340	0,07	0,22	3,2
2,3-Диметилбутен-2	1672	400	0,13	0,46	7,2
1,2-Дициклопентилэтилен	1651	360	0,15	0,47	7,2

Мы не можем в настоящее время предложить удовлетворительное теоретическое обоснование закономерности, выражаемой формулой (23.4). Возможно, что после разработки общей теории ширины линий комбинационного рассеяния эта закономерность получит естественное объяснение. Мы надеемся, что данная закономерность, найденная экспериментально, принесет некоторую пользу при разработке теории.

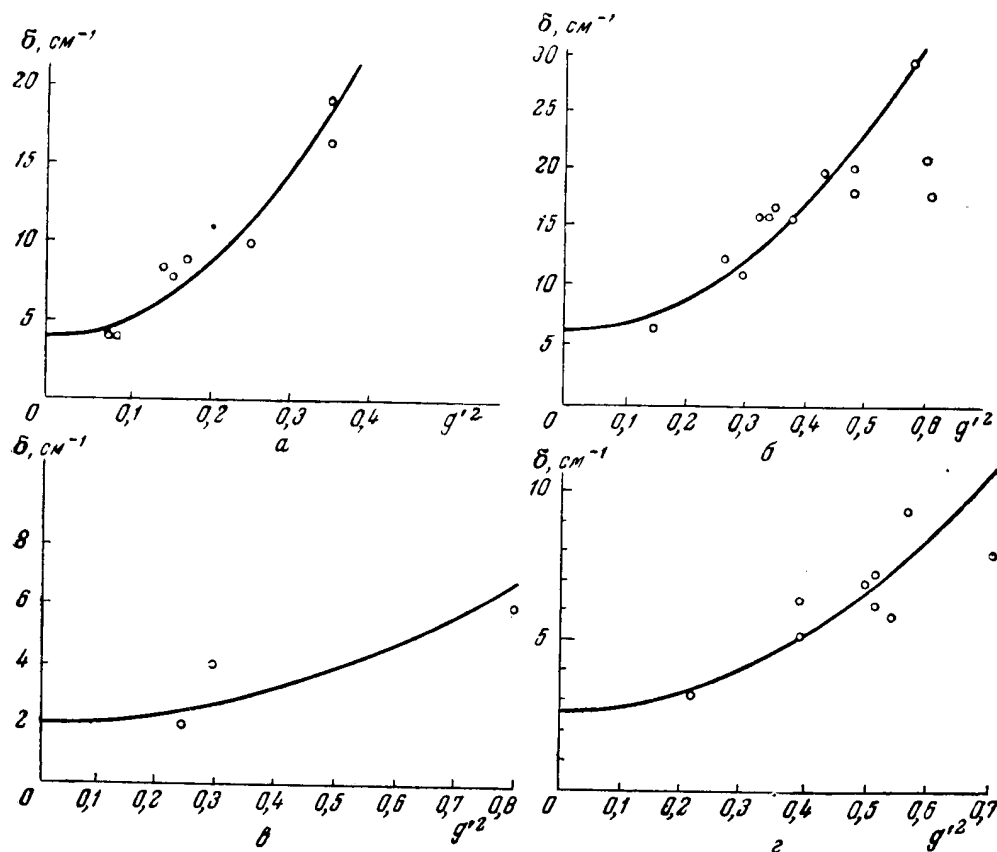


Рис. 28. Зависимость ширины полносимметричных линий от анизотропии тензора производной поляризуемости

a — четвертичный атом углерода, $\delta = 3,8 + 120 g'^2$; b — пятичленное кольцо, $\delta = 6,0 + 66 g'^2$;
 $в$ — шестичленное кольцо, $\delta = 2,0 + 7,5 g'^2$; $г$ — двойная связь $C = C$, $\delta = 2,5 + 16 g'^2$

§ 24. Сопряжение двойных связей и его влияние на свойства тензора производной поляризуемости

Как указывалось в § 19, двойной связи $C = C$ соответствует в спектрах комбинационного рассеяния линия с частотой около 1640 см^{-1} , параметры которой обладают резко выраженной характеристичностью. Если в молекуле рассеивающего вещества имеются две двойные связи $C = C$, разделенные несколькими простыми связями, то частота соответствующей линии сохраняется, а интенсивность увеличивается примерно в два раза, т. е. в этом случае имеет место аддитивность интенсивностей. Новые интересные явления наступают, когда две двойные связи $C = C$ сопряжены, т. е. в молекулу входит характеристический структурный элемент вида

$C = C - C = C$. При этом связи сильно взаимодействуют, и свойства всей молекулы резко изменяются. В спектрах комбинационного рассеяния этот «эффект сопряжения» проявляется в некотором уменьшении частоты линии, соответствующей двойной связи $C = C$, и в резком возрастании ее интенсивности [116, 167, 170]. Значительное увеличение интенсивности наблюдается не только при сопряжении связей $C = C$ между собой, но и при сопряжении их с кратными связями другого типа ($C = O$, $C = N$ и т. п.), а также при сопряжении кратных связей с ароматическими кольцами или подобных колец между собой. Исследованию этого явления посвящен ряд работ [16, 17, 116, 173—175, 179]).

Теория колебательных спектров приводит к выводу, что сопряжение кратных связей должно проявиться и на величине степени деполяризации линий комбинационного рассеяния, а именно, для линий, соответствующих колебаниям кратных связей, при наличии сопряжения степень деполяризации должна быть значительно больше, чем для аналогичных линий в том случае, когда сопряжения нет ([8], т. II). Имеющиеся в литературе экспериментальные данные в общем подтверждают этот вывод. Однако в большинстве случаев влияние сопряжения на величину степени деполяризации изучалось на примере довольно сложных соединений, содержащих кратные связи разного типа и ароматические кольца [176, 177]. Поэтому результаты исследований не всегда удается однозначно истолковать. Для наиболее простого случая — сопряжения кратных связей типа $C = C$ в алкадиенах — систематические измерения степени деполяризации не производились, а отдельные данные, имеющиеся в работах [60, 171], не позволяют сделать однозначный вывод о возрастании ρ при сопряжении связей.

В связи с тем, что эффект сопряжения представляет большой интерес во многих отношениях, мы провели измерение параметров линий комбинационного рассеяния в спектрах ряда непредельных углеводородов с простыми и сопряженными двойными связями [165, 166].

При изучении спектров комбинационного рассеяния соединений с сопряженными кратными связями необходимо считаться с тем, что сопряжение глубоко изменяет электронную оболочку молекулы. В электронных спектрах это проявляется в уменьшении частоты электронных переходов и возрастании интенсивности полос поглощения. Таким образом, изменения в спектрах комбинационного рассеяния при сопряжении кратных связей обусловлены факторами двоякого рода: 1) изменениями тензора производной поляризуемости α' , связанными с изменениями строения остова молекулы; 2) деформацией электронной оболочки молекулы. Нас будут интересовать в настоящем параграфе в основном изменения тензора α' , поэтому будем рассматривать деформацию электронной оболочки при сопряжении кратных связей как привходящее обстоятельство, влияние которого постараемся исключить. Возможность раздельного учета влияния на колебательные спектры деформации электронной оболочки и изменения строения остова молекулы представляется в значительной мере проблематичной. Однако мы приведем ниже результаты некоторых экспериментов, оправдывающие такое разделение.

Деформация электронной оболочки молекулы при сопряжении кратных связей проявляется в спектрах комбинационного рассеяния в первую очередь в резком возрастании интенсивности некоторых линий и в аномальной по отношению к закону $I \sim (\nu - \nu_k)^4$ зависимости интенсивности этих линий от частоты ν возбуждающего света (ν_k — частота колебательного перехода). Теоретическое рассмотрение, проведенное в работе [172] (см. также [8]), приводит к следующему фактору, определяющему зависимость интенсивности комбинационных линий от частоты возбуждающего

света:

$$F(\nu) = \frac{(\nu - \nu_K)^4 (\nu_e^2 + \nu^2)^2}{(\nu_K^2 - \nu^2)^4}, \quad (24.1)$$

где ν_e — частота электронного перехода. Экспериментальные исследования Шорыгина и других авторов [168, 169, 173, 174] показывают, что формула (24.1) качественно согласуется с данными эксперимента. Однако в цитированных работах исследовались в основном довольно сложные соединения, содержащие кратные связи разного типа, ароматические кольца и т. п. Для наиболее простых соединений с сопряженными связями — непредельных углеводородов — не проводились систематические исследования частотной зависимости интенсивности комбинационных линий. Поэтому мы поставили работу [166], в которой была изучена зависимость от частоты возбуждающего света интенсивности линий, принадлежащих колебаниям двойной связи $C = C$ в спектрах непредельных углеводородов с сопряженными и несопряженными связями.

Таблица 62

Зависимость параметров линий комбинационного рассеяния от частоты возбуждающего света

Вещество	Формула	$\Delta\nu$	$\lambda_{\text{возб.}}, \text{Å}$	I'_{∞}	$\frac{I'_{\infty}}{(\nu - \nu_K)^4}$	ρ
Пентен-1	$C=C-C-C-C$	1642	4358	370	—	0,12
2-Метилпентен-2	$C-C=C-C-C$	1677	5461	110	1	—
	\downarrow	—	4358	500	1,70	0,12
	C	—	3663	2 700	4,46	—
Диаллил	$C=C-C-C-C=C$	1642	5461	160	1	—
	\downarrow	—	4358	650	2,22	0,14
	C	—	3663	2 600	3,58	—
Гексадиен-2,4 (дипропенил)	$C-C=C-C=C-C$	—	5461	1 150	1	—
	\downarrow	1657	4358	10 000	3,40	0,34
	C	1668	—	88 700	13,6	0,35
	C	—	3663	4 700	—	—
2-Метилпента- диен-2,4	$C-C=C-C=C$	1623	4358	—	—	—
	\downarrow	1654	—	—	—	0,33
	C	—	—	—	—	—
Гептадиен-2,4	$C-C=C-C=C-C-C$	1654	4358	7 600	—	0,34
	\downarrow	1663	—	—	—	—
Аллооцимен	$C-C=C-C=C-C=C-C$	—	5461	15 800	1	0,41
	\downarrow	1628	4358	183 000	4,45	0,38
	C	1649	—	—	—	0,43
	\downarrow	—	4047	—	—	0,40
	C	—	3663	1 490 000	16,7	0,40

Полученные экспериментальные данные приведены в табл. 62. Как можно видеть из этой таблицы, сопряжение двойных связей приводит к резкому возрастанию интенсивности линий в области 1600 см^{-1} и к аномальной по отношению к закону $(\nu - \nu_K)^4$ зависимости интенсивностей от частоты возбуждающего света. При этом наличие в молекуле разветвлений заметно сглаживает указанные проявления эффекта сопряжения: скачок интенсивности становится менее резким, а зависимость от частоты возбуждающего света более пологой. Для того чтобы исключить влияние

тривиального фактора $(\nu - \nu_K)^4$, мы приводим в таблице также величины $J = I/(\nu - \nu_K)^4$.

В табл. 62 приводятся также данные для степени деполяризации изученных соединений, из которых видно, что при возрастании длины цепочки сопряженных связей степень деполяризации увеличивается. Этот результат хорошо согласуется с теоретическими данными Волькенштейна (см. [8], т. II).

Как упоминалось в начале этого параграфа, возможность отдельно изучать влияние на параметры линий комбинационного рассеяния изменений строения электронной оболочки и ядерного остова молекулы не представляется самоочевидной. Для оправдания подобного подхода заметим, что влияние изменений строения электронной оболочки, проявляющееся наиболее сильно в смещении электронной полосы поглощения, учитывается множителем $1/(\nu_e - \nu)^4$ в формуле (24.1). Чтобы выяснить, не зависят ли сами компоненты тензора α' от частоты возбуждающего света ν , были проделаны измерения степени деполяризации при разных ν [166]. Для измерений были выбраны линии $1628-1649 \text{ см}^{-1}$ аллоцимена, возрастание интенсивности которых по сравнению с одиночной связью $C = C$ наиболее сильно, а аномальный ход зависимости интенсивности от ν выражен наиболее резко. Результаты измерений, приведенные в табл. 62, показывают, что степень деполяризации практически не зависит от частоты возбуждающего света. Если учесть вид формул для интенсивности и степени деполяризации

$$I = C(5b^2 + 13g^2); \quad \rho = \frac{6g^2}{5b^2 + 7g^2},$$

то резко выраженную зависимость интенсивности от частоты (тогда как ρ от частоты не зависит) можно объяснить тем, что частотная зависимость исчерпывается фактором, общим для всех компонент тензора α' . Исключив этот фактор, получаем шпур и анизотропию тензора α' , которые не зависят непосредственно от частоты возбуждающего света.

Лучше всего экспериментальные данные описываются при помощи формулы типа (24.1), но учитывающей «затухание» γ :

$$[F(\nu) = \frac{(\nu - \nu_K)^4 (\nu_e^2 + \nu^2)^2}{[(\nu_e^2 - \nu^2)^2 + 4\gamma^2 \nu_e^2]}. \quad (24.2)$$

Для наших целей описание зависимости интенсивности линий от частоты возбуждающего света при помощи эмпирической формулы (24.2) в общем вполне достаточно, так как позволяет исключить эту зависимость (разную у разных веществ) и получить сопоставимые между собой значения интенсивностей для соединений с изолированными и сопряженными связями $C = C$. Как упоминалось выше, именно эта часть задачи нас в основном и интересовала. Значения интенсивностей $I_{\text{пр}}$, в которых исключено влияние частоты возбуждающего света, приведены в табл. 63. Здесь же приведены значения степени деполяризации (по данным наших измерений). Совокупность данных для I и ρ позволяет описанным ранее путем вычислить шпур и анизотропию тензора α' и сопоставить их значения у определенных углеводородов с изолированными и сопряженными связями $C = C$. Как видно из приводимых данных, сопряжение связей вызывает резкое увеличение анизотропии g . Этот факт можно легко объяснить тем, что в соединениях с сопряженными связями характеристическим структурным элементом является комплекс $C = C - C = C$, который сильно вытянут по сравнению с двойной связью $C = C$. В алло-

оцимене, имеющем три сопряженные связи, происходит двукратное возрастание анизотропии.

Таблица 63

Инварианты тензора производной поляризуемости у непредельных углеводородов с изолированными и сопряженными двойными связями

Вещество	Характеристический структурный элемент	$I_{\text{пр}}$	ρ	b	g
2-Метилпентен-2	C=C	390	0,12	1	1
Диаллил	C=C	325*	0,14		
Дипропенил	C=C—C=C	1440	0,34	1,6	3,5
Аллооцимен	C=C—C=C—C=C	6700	0,40	3,1	7,9

* На одну связь C=C.

Шпур b при сопряжении двойных связей также возрастает. В первом приближении, согласно данным табл. 63, можно считать, по-видимому, что при сопряжении происходит как бы «сложение» шпуров отдельных двойных связей. Напомним, что при отсутствии сопряжения складываются квадраты шпуров b^2 , что соответствует аддитивности интенсивностей.

В предположении, что сравниваемые тензоры производной поляризуемости для структурных элементов $C=C$ и $C=C—C=C$ имеют аксиальную симметрию, можно найти коэффициенты удлинения осей тензора при переходе от одного характеристического структурного элемента к другому. Необходимые для сопоставления формулы приведены в нашей работе [165]. В случае перехода от алкенов к алкадиенам с сопряженными связями в цитированной работе были найдены следующие отношения осей эллипсоидов:

$$\frac{(a_1)_2}{(a_1)_1} = 3,5; \quad \frac{(a_2)_2}{(a_2)_1} = 0,9.$$

Здесь $(a_1)_2$ и $(a_1)_1$ — продольные оси, $(a_2)_1 = (a_3)_1$ и $(a_2)_2 = (a_3)_2$ — поперечные оси эллипсоидов соответственно для структурных элементов $C=C—C=C$ и $C=C$. Таким образом, эллипсоид производной поляризуемости для первого элемента сильно вытянут по сравнению с эллипсоидом для связи $C=C$. Аналогичные выводы были сделаны в работах [179, 180].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Экспериментальный материал, собранный и систематизированный в настоящей работе, показывает, что всестороннее исследование спектров комбинационного рассеяния значительно расширяет возможности применения метода комбинационного рассеяния света к изучению структуры молекул. Спектры комбинационного рассеяния выгодно отличаются от других молекулярных спектров тем, что в них вполне строго и притом сравнительно просто можно учесть искажающее влияние спектральной аппаратуры и условий опыта на измеряемые значения параметров линий. Благодаря этому можно от наблюдаемых параметров линий перейти к истинным параметрам, однозначно характеризующим исследуемую молекулу в данных условиях (температура, агрегатное состояние).

На основе всестороннего исследования параметров линий в работе развит общий метод установления корреляции между строением молекул и спектрами комбинационного рассеяния — метод характеристических структурных элементов и характеристических линий. В этом методе естественно объединяются и обобщаются два основных направления, возникших в спектроскопии комбинационного рассеяния в период, когда изучались в основном только частоты колебаний, — теоретическое направление, основанное на расчете частот, и экспериментальное направление, основанное на сопоставлении спектров ряда близких по строению соединений. На основе метода характеристических структурных элементов и характеристических линий нами разработаны схемы структурного анализа молекул по спектрам комбинационного рассеяния для трех больших групп углеводородов: парафинов, нафтенных и непредельных углеводородов. Для парафинов и непредельных углеводородов в литературе имеются попытки систематизации спектральных признаков, соответствующих тем или иным особенностям строения молекул. Недостатки этих попыток состоят в том, что, во-первых, они базируются почти исключительно на данных о частотах колебаний, во-вторых, в них предполагается скрытым образом, что характеристические частоты каждого структурного элемента проявляются в спектрах независимо от того, какие имеются в молекуле другие структурные элементы. Как неоднократно указывалось выше, такой аддитивности, вообще говоря, не существует: если в молекуле имеется несколько характеристических структурных элементов, то общий характер спектра определяется обычно в основном одним из них. Естественно, что только при учете подобных отступлений от аддитивности может быть построена схема структурного анализа для каждого класса соединений.

Ряд новых спектральных признаков был установлен нами благодаря использованию, кроме частот, других параметров линий комбинационного рассеяния.

Предложенные нами схемы построены применительно к структурному анализу индивидуальных веществ неизвестного строения. Задача анализа смесей, конечно, значительно более сложна и решение ее до конца возможно далеко не всегда. Однако в ряде случаев достаточно бывает установить групповой состав смеси. При этом предложенные схемы в основном сохраняют свое значение, так как положенные в их основу признаки — это, как правило, групповые признаки углеводородов. Рассмотренные нами классы углеводородов (парафины, нафены, непредельные углеводороды) составляют основную часть нефтепродуктов. При разработке схем структурного анализа мы и ориентировались прежде всего на практическое применение их при исследовании нефтепродуктов, например лигроиновых фракций и т. п.

Точное измерение параметров линий комбинационного рассеяния дает возможность экспериментально изучать тензор производной поляризуемости α' . Измерив интенсивность и степень деполаризации некоторой линии комбинационного рассеяния, можно найти шпур и анизотропию этого тензора для соответствующего колебания молекулы. Эти инварианты тензора α' более глубоко характеризуют оптические свойства данного колебания молекулы, чем интенсивность и поляризация комбинационной линии. Поэтому возможность проследить за изменениями тензора α' в ряде соединений с одним и тем же характеристическим структурным элементом или при переходе от одного характеристического структурного элемента к другому представляет несомненный интерес.

Указанный метод экспериментального изучения тензора α' был применен нами для исследования непредельных углеводородов с простыми и сопряженными двойными связями. В ходе наших исследований характе-

ристичности ширины линий комбинационного рассеяния обнаружилось также, что анизотропия тензора α' непосредственно связана с шириной полносимметричных линий, принадлежащих достаточно устойчивым характеристическим структурным элементам. Найденная экспериментально зависимость ширины этих линий от анизотропии тензора α' представляет, как нам кажется, самостоятельный интерес. Вместе с тем мы надеемся, что она поможет созданию теории ширины линий комбинационного рассеяния.

Выявление характеристических структурных элементов и установление принадлежащей им совокупности характеристических линий требует, наряду с анализом экспериментального материала, также проведения расчета частот колебаний простейших молекул, обладающих данным характеристическим структурным элементом. Методика расчета частот колебаний молекул, разработанная Ельяшевичем и Степановым, доведена в их работах до конкретных расчетных схем. Однако практическое проведение расчетов для сложных молекул весьма затруднительно, так как требует выполнения очень большого числа математических операций. В настоящей работе эта трудность была устранена вычислением частот на электронно-счетной машине.

Передача на электронную счетную машину наиболее трудоемкой части задачи — решения (а частично и составления) вековых уравнений открывает широкие перспективы для применения расчетных методов к определению строения молекул. Вместе с тем встает задача усовершенствования методики расчета. Сюда входит более строгий учет ангармоничности колебаний, учет некоторых коэффициентов динамического взаимодействия, которые ранее полагались равными нулю, уточнение всей системы динамических постоянных. При этих улучшениях методики можно надеяться, что точность расчетов будет повышена и расчеты частот колебаний найдут еще более широкое применение при решении тонких вопросов, связанных с установлением строения молекул.

Поскольку решение электрооптической задачи до сих пор еще недостаточно теоретически разработано, в настоящей работе интерпретация наблюдаемых линий в основном опиралась на экспериментальные данные. При этом всестороннее исследование параметров линий комбинационного рассеяния также играет существенную роль. Подобный подход являлся, конечно, в значительной степени вынужденным и мы хотели бы подчеркнуть здесь важность дальнейшей теоретической разработки вопросов электрооптики колебаний молекул. Наконец, мы считаем уместным указать здесь также на важность теоретической разработки вопроса о ширине линий комбинационного рассеяния — параметра, изучение которого в настоящее время приобретает все большее значение.

Я глубоко благодарен Г. С. Ландсбергу, под руководством которого работал в течение ряда лет, за постоянное внимание к работе, ценные советы и многократные обсуждения.

Пользуюсь случаем искренне поблагодарить П. А. Бажулина, Х. Е. Стерина и В. Т. Алексаняна за обсуждение работы и критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. С. Ландсберг, П. А. Бажулин и М. М. Сущинский. Основные параметры спектров комбинационного рассеяния углеводородов. Изд-во АН СССР, 1956.
2. Г. С. Ландсберг. Доклады Комитета по углеводородам, вып. 1, стр. 3. Гостоптехиздат, 1944.
3. М. М. Сущинский. Диссертация. ФИАН, 1947. Труды ФИАН, 5, 185 (1950).

4. Г. С. Ландсберг, Б. А. Казанский, П. А. Бажулин, Т. Ф. Буланова, А. Л. Либерман, Е. А. Михайлова, А. Ф. Платэ, Х. Е. Стерин, М. М. Сущинский, Г. А. Тарасова, С. А. Ухолин. Определение индивидуального углеводородного состава бензинов прямой гонки комбинированным методом. Изд-во АН СССР, 1959.
5. Г. С. Ландсберг. Перспективы применения оптических методов для исследований углеводородных смесей. Доклад на Всесоюзном совещании по изучению состава нефтей и нефтепродуктов и методам их исследования (в печати); Г. С. Ландсберг. Методы молекулярного спектрального анализа органических смесей. Труды Всесоюзного совещания по химии и переработке нефти. Баку, Изд. АН Азербайджанской ССР, 1953.
6. М. А. Ельяшевич. Диссертация. ФИАН, 1944.
7. М. А. Ельяшевич. ДАН СССР, 28, 605 (1940); ЖФХ, 14, 1381 (1940); 15, 847 (1941).
8. М. В. Волькенштейн, М. А. Ельяшевич и Б. И. Степанов. Колебания молекул. Гостехиздат, 1949.
9. М. В. Волькенштейн. Диссертация. Сиб. ФТИ, Томск, 1942.
10. Л. С. Маянц. Труды ФИАН, 5, 63 (1950).
11. Г. Плачек. Релеевское рассеяние и Раман-эффект. ОНТИУ, 1935.
12. J. E. Rosenthal. G. M. Muir. Rev. Mod. Phys., 8, 317 (1936).
13. Г. Герцберг. Колебательные и вращательные спектры многоатомных молекул. ИЛ, 1949.
14. М. М. Сущинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 11, 341 (1947).
15. П. А. Бажулин и Х. Е. Стерин. Изв. АН СССР, сер. физич., 11, 456 (1947).
16. П. П. Шорыгин. Изв. АН СССР, сер. физич., 12, 576 (1948).
17. А. Х. Халилов и П. П. Шорыгин. ДАН СССР, 78, 27, 1177 (1951).
18. М. М. Сущинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 17, 608 (1953).
19. М. М. Сущинский. ЖЭТФ, 22, 755, (1952).
20. П. А. Бажулин, А. Ф. Платэ, О. П. Соловова и Б. А. Казанский. Изв. АН СССР, ОХН, 1, 14 (1941).
21. П. А. Бажулин, М. Ф. Бокштейн, А. Л. Либерман, М. Ю. Лукина, Е. И. Марголис, О. П. Соловова и Б. А. Казанский. Изв. АН СССР, ОХН, 3, 198 (1943).
22. П. А. Бажулин, Х. Е. Стерин, Т. Ф. Буланова, О. П. Соловова, М. Б. Турова-Поляки и Б. А. Казанский. Изв. АН СССР, ОХН, 1, 7 (1946).
23. П. А. Бажулин, С. А. Ухолин, Т. Ф. Буланова, А. В. Коперина, А. Ф. Платэ и Б. А. Казанский. Изв. АН СССР, ОХН, 5, 480 (1949).
24. П. А. Бажулин, С. А. Ухолин, А. Л. Либерман, С. С. Новиков и Б. А. Казанский. Изв. АН СССР, ОХН, 5, 501 (1950).
25. П. А. Бажулин, А. В. Коперина, А. Л. Либерман, В. А. Оводова, Б. А. Казанский. Изв. АН СССР, ОХН, 4, 709 (1954).
26. П. А. Бажулин, А. И. Соколовская, Н. А. Беликова, А. Л. Либерман и А. Ф. Платэ. Изв. АН СССР, ОХН, 11, 30 (1956).
27. С. В. Маркова, П. А. Бажулин, В. И. Стайко, А. Ф. Платэ. Изв. АН СССР, ОХН, 7, 1280 (1959).
28. П. А. Бажулин, С. В. Маркова, Г. В. Перегудов, А. Ф. Платэ, Е. М. Терентьева. Изв. АН СССР, ОХН, 1, 37 (1957).
29. С. В. Маркова, П. А. Бажулин и М. М. Сущинский. Оптика и спектр., 1, 41 (1956).
30. В. Т. Алексанян, Б. А. Казанский, М. Ю. Лукина и Х. Е. Стерин. Изв. АН СССР, сер. физич., 18, 699 (1954).
31. В. Т. Алексанян, Х. Е. Стерин, Б. А. Казанский, А. Л. Либерман, Е. А. Михайлова и М. А. Прянишникова. Изв. АН СССР, сер. физич., 19, 225 (1955).
32. М. М. Сущинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 12, 567 (1948); Зав. лаб., 14, 1070 (1948).
33. М. М. Сущинский. ЖЭТФ, 25, 87 (1953).
34. П. А. Бажулин, С. Г. Раутиан, А. И. Соколовская и М. М. Сущинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 18, 678 (1954); ЖЭТФ, 29, 822 (1955).
35. H. C. Burger u. P. H. van Cittert. Zs. f. Phys., 79, 722 (1932); 81, 428 (1933).
36. C. D. Shane. Lick. Obs. Bull., № 449 (1932).
37. В. М. Чулановский и А. В. Тиморева. Изв. АН СССР, сер. физич., 11, 376, (1947).
38. В. И. Смирнов. Курс высшей математики. 4. Гостехиздат, 1941; Е. Титчмарш. Введение в теорию интегралов Фурье. Гостехиздат, 1948.

39. П. П. Шорыгин. ЖФХ, 15, 1072 (1941).
40. H. C. van de Hulst. BAN, 10, 75 (1946); 9, 225 (1941); H. C. van de Hulst u. J. J. Reesinck. Astrophysic. J., 106, 121 (1947).
41. G. Elste. Zs. f. Astrophys., 33, 39 (1953).
42. В. Н. Фаддеева и Н. М. Терентьев. Таблицы значений интеграла вероятностей от комплексного аргумента. Гостехиздат, 1954.
43. А. В. Раков и Г. В. Михайлов. Отчет ФИАН, 1956.
44. М. М. Сущинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 11, 348 (1947).
45. М. М. Сущинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 14, 387 (1950).
46. Х. Е. Стерин. Изв. АН СССР, сер. физич., 14, 411 (1950).
47. М. М. Сущинский. ЖЭТФ, 20, 304, 1950; ДАН СССР, 70, 221 (1950).
48. М. Л. Сосинский. Изв. АН СССР, сер. физич., 17, 621 (1953).
49. P. Folligett. JOSA, 43, 271 (1953); J. H. Webb. JOSA, 45, 379, 1955.
50. W. S. Schockley a. J. R. Pierce. Proc. Inst. Radio Eng., 26, 321 (1938); R. C. Winans a. J. R. Pierce. Rev. Sci. Inst., 12, 269 (1941); Н. О. Чечик. УФН, 37, 74 (1949).
51. H. J. Bernstein a. G. Allen. J. Opt. Soc. Am., 45, 237 (1955).
52. J. Cabannes et A. Rousset. Ann. de Phys., 19, 229 (1933).
53. A. W. Reitz. Zs. f. Phys. Chem., (B), 33, 368 (1936); 38, 275 (1937).
54. F. F. Clevelande. J. Chem. Phys., 13, 101 (1945).
55. D. H. Rank a. R. E. Kagarrisse. JOSA, 40, 89 (1950).
56. П. П. Шорыгин. ДАН СССР, 78, 469 (1951).
57. М. М. Фарафонов. Дипломная работа. МГУ, 1952.
58. D. H. Rank, R. J. Pfister, H. H. Grimm. JOSA, 33, 31 (1943).
59. A. W. Reitz. Zs. f. Phys. Chem., B 33, 179 (1936).
60. M. R. Fenske, W. G. Braun, R. V. Wiegand, Dorothy Quiggle. R. H. McCormick, D. H. Rank. Anal. Chem., 19, 700 (1947); W. G. Braun, D. F. Spooner, M. R. Fenske. Anal. Chem., 22, 1074 (1950).
61. W. W. Coblenz. Investigations of infra-red spectra Carnegie Institute. Publ. 35, Washington, 1905.
62. P. Dauré. Ann. de Phys., 12, 375 (1929); A. S. Ganesan, S. Venkateswaran. Ind. Journ. Phys., 4, 195 (1929); K W. F. Kohlrusch, F. Köpl. Zs. f. Phys. Chem., B 26, 209 (1934).
63. A. Andant. Publ. Sci. et techn. Ministr. de l'Air., № 21 (1933), № 99 (1936).
64. J. Goubeau. Zs. f. Phys. Chem., B 40, 376 (1938); J. Goubeau, F. Schneider. Angew. Chem., 53, 531 (1940).
65. М. В. Волькенштейн и П. П. Шорыгин. ЖФХ, 13, 1512 (1939); Нефт. хоз., 12, 45 (1939); Усп. химии, 8, 960 (1939).
66. П. П. Шорыгин. Усп. химии, 13, 90 (1944).
67. Н. Д. Зелинский и Г. С. Ландсберг. Изв. АН СССР, ОХН, 1, 9 (1941).
68. Г. С. Ландсберг, П. А. Бажулин, Ю. В. Розенберг и А. С. Елинер. Изв. АН СССР, сер. физич., 4, 158 (1940).
69. П. А. Бажулин. Изв. АН СССР, сер. физич., 5, 168 (1941).
70. М. М. Сущинский. ДАН СССР, 33, 21 (1941).
71. К. Кольрауш. Спектры комбинационного рассеяния. ИЛ, 1952.
72. G. B. V. M. Sutherland, D. M. Simpson. J. Chem. Phys., 15, 153 (1947).
73. N. Sherrard. J. Chem. Phys., 16, 690 (1948).
74. R. S. Rasmussen. J. Chem. Phys., 16, 712 (1948).
75. H. L. McMurry, V. Thornton. J. Chem. Phys., 19, 1015 (1951).
76. П. Г. Маслов, С. А. Антипина. ЖЭТФ, 22, 173 (1952); П. Г. Маслов. ЖЭТФ, 22, 716 (1952).
77. E. Bartholome, E. Teller. Zs. f. Phys. Chem., 19, 366 (1932).
78. R. Mecke. Zs. f. Phys., 104, 291 (1937).
79. М. Борни Гепперт-Мейер. Теория твердого тела. ОНТИ, 1938.
80. G. B. Bonino, R. Manzoni-Ansidei. Proc. Ind. Acad. Sci., 8, 405, (1938).
81. E. J. Rosenbaum, A. V. Grosse, H. F. Jacobson. J. Am. Chem. Soc., 61, 689 (1939); Anal. Chem., 12, 191 (1940).
82. Б. И. Степанов. ЖФХ, 14, 474 (1940); М. А. Ельяшевич и Б. И. Степанов. ЖФХ, 17, 145 (1943); Б. И. Степанов и О. П. Гирин. Труды ГОИ, 23, № 139, 3 (1953).
83. K. W. F. Kohlrusch. Zs. f. Phys. Chem., B 18, 61, 217 (1932).
84. S. Mizushima, Y. Morino, K. Higasi. Sci. Pap. Inst. Phys. chem. Res. Tokyo, 25, 159 (1934).
85. S. Mizushima, Y. Morino. Proc. Ind. Acad. Sci., 8, 315 (1938).
86. S. Mizushima, Y. Morino, S. Nakamura. Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo, 37, 205 (1940).

СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И СТРОЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ 223

87. S. Mizushima, H. Okazaki. J. Am. Chem. Soc., **71**, 3411 (1949).
88. S. Mizushima, Y. Morino, Takeda. Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. Tokyo, **38**, 437 (1941).
89. S. Mizushima, T. Simanouti. J. Am. Chem. Soc., **71**, 1320 (1949).
90. S. Mizushima. Structure of Molecules and internal rotation. N. Y., 1954.
91. G. J. Szasz, N. Sheppard, D. H. Rank. J. Chem. Phys., **16**, 704 (1948).
92. D. H. Rank, N. Sheppard, G. J. Szasz. J. Chem. Phys., **17**, 83 (1949).
93. N. Sheppard, G. J. Szasz. J. Chem. Phys., **17**, 86 (1949).
94. D. W. E. Axford, D. H. Rank. J. Chem. Phys., **17**, 430 (1949).
95. П. Г. Маслов. ЖФХ, **28**, 328 (1954).
96. М. В. Волькенштейн. ЖФХ, **17**, 62 (1943).
97. М. В. Волькенштейн. Усп. химии, **13**, 234 (1944).
98. N. Sheppard, D. M. Simpson. Quart. Rev., **7**, 19 (1953).
99. F. F. Cleveland, J. E. Lamport. J. Chem. Phys., **18**, 1320 (1950).
100. Е. Г. Трешова, В. М. Татевский, Т. И. Танпырева, А. А. Файнзильберг и Р. Я. Левина. ЖФХ, **25**, 1239, 1951.
101. G. J. Szasz, N. Sheppard. J. Chem. Phys., **17**, 93 (1949).
102. J. K. Brown, N. Sheppard. J. Chem. Phys., **19**, 976 (1951).
103. Г. В. Михайлов. Труды X Совещания по спектроскопии. Уч. зап. Львовского ун-та, **3(8)**, 1957, стр. 227.
104. Р. И. Подловченко, Л. М. Свердлов и М. М. Сущинский. Оптика и спектр., **6**, 146 (1959).
105. D. W. E. Axford, D. H. Rank. J. Chem. Phys., **18**, 51 (1950).
106. F. F. Cleveland, P. Porcelli. J. Chem. Phys., **18**, 1459 (1950).
107. E. R. Shull, T. S. Oakwood, D. H. Rank. J. Chem. Phys., **21**, 2024 (1954).
108. S. Silver. J. Chem. Phys., **8**, 919 (1940).
109. D. H. Rank, B. D. Saksena, E. R. Shull. Discussion of the Farad. Soc., N 9, 187 (1950).
110. E. Fermi. Zs. f. Phys., **71**, 250 (1931).
111. Л. С. Маянц. ДАН СССР, **54**, 27 (1946).
112. L. J. Bellamy. The infra-red spectra of complex molecules. London, 1954.
113. S. H. Hastings, A. T. Watson, R. B. Williams, J. A. Anderson. Anal. Chem., **24**, 612 (1952).
114. J. C. Evans, H. J. Bernstein. Canad. J. Chem., **34**, 1037 (1956).
115. В. А. Зубов, Г. Г. Петраш и М. М. Сущинский. ПТЭ, **5**, 119 (1959).
116. П. П. Шорыгин. Диссертация. Физ.-хим. ин-т им. Л. Я. Карпова, 1949.
117. Х. Е. Стерин. Диссертация, ФИАН, 1949; Изв. АН СССР, сер. физич., **14**, 411 (1950).
118. F. W. Rose. J. Res. N. B. S., **20**, 129 (1938).
119. J. J. Fox, A. E. Martin. Proc. Roy. Soc. London, **162**, 419 (1937).
120. R. B. Barnes, R. C. Gore, U. Liddel, V. Z. Williams. Infra-red Spectroscopy. N. Y., 1944.
121. Н. Д. Зелинский. Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1941.
122. А. Ф. Платэ. Каталитическая ароматизация парафиновых углеводородов. Изд-во АН СССР, 1948.
123. G. W. Rathjens, N. K. Freeman, W. G. Gwin, K. S. Pitzer. J. Am. Chem. Soc., **75**, 5634 (1953).
124. И. И. Собельман. Диссертация. ФИАН, 1955.
125. M. Godchot. C. R., **194**, 1547 (1937).
126. F. A. Miller, R. G. Inskeep. J. Chem. Phys., **18**, 1519 (1950).
127. Б. А. Казанский, А. В. Коперина и М. И. Батуев. ДАН СССР, **56**, 819 (1947).
128. E. J. Rosenbaum, H. F. Jacobson. J. Am. Chem. Soc., **63**, 2841 (1941).
129. G. Chiurdoglu, P. Fierens, C. Henkart. Bull. Soc. Chim. Belg., **59**, 156 (1950); G. Chiurdoglu, A. Maguestian. Bull. Soc. Chim. Belg., **60**, 47 (1951).
130. K. W. F. Kohlrausch, W. Stockmair. Zs. f. Phys. Chem., **B31**, 382 (1936); K. W. F. Kohlrausch, H. Wittek. Zs. f. Phys. Chem., **B48**, 177 (1941).
131. O. Hassel. Tids. Kjemi Bergwesen, **3**, 32 (1943); O. Hassel, B. Ottar. Arch. Math. Naturvidenskab, **45**, № 10 (1942).
132. O. Hassel. Quart. Rev., **7**, 221 (1953).
133. C. W. Bekett, K. S. Pitzer, R. Spitzer. J. Am. Chem. Soc., **69**, 2488 (1947).
134. M. Larnaudie. J. de Phys. et Radium, **15**, 365 (1954).
135. M. Larnaudie. C. R., **231**, 1292 (1950); **232**, 316 (1951).
136. K. W. F. Kohlrausch, A. W. Reitz, W. Stockmair. Zs. f. phys. Chem., **B32**, 229 (1936).

137. Г. А. Александров. Оптика и спектр., 3, 202 (1957).
138. С. И. Хромов, Е. С. Баленкова, Б. А. Казанский. ДАН СССР, 96, 295 (1954); 97, 103 (1954); С. И. Хромов, Э. П. Пик, П. А. Акишин и Л. М. Никитина. Вестн. МГУ, № 2, 97 (1952).
139. G. Chiurdoglu, T. Doehaerd, M. Maquestian. Bull. Soc. Chim. Belg., 63, 470 (1954); 63, 486 (1954).
140. G. Chiurdoglu. Bull. Soc. Chim. Belg., 60, 39 (1951).
141. N. Sheppard, D. M. Simpson. Quart. Rev., 6, 1 (1952).
142. J. Goubeau. Die Raman-Spectren von Olefinen. Beiheft № 56 zu der Ztschr. «Angew. Chemie», 1948.
143. Б. И. Степанов. ЖФХ, 15, 78 (1941).
144. П. Ф. Груздев. ЖФХ, 28, 507 (1954).
145. Л. М. Свердлов и Н. М. Нахомова. ДАН СССР, 91, 51 (1953); ЖЭТФ, 26, 64 (1954).
146. Л. М. Свердлов и О. Н. Виноходова. ДАН СССР, 100, 45 (1955).
147. Л. М. Свердлов. ДАН СССР, 106, 80 (1956).
148. Л. М. Свердлов. Оптика и спектр., 1, 752 (1956).
149. Л. М. Свердлов. Уч. зап. Львовск. ун-та, 3(8), 1957, стр. 278.
150. Л. М. Свердлов. ДАН СССР, 112, 706 (1957).
151. М. А. Ельяшевич. ЖЭТФ, 13, 65 (1943).
152. М. Е. Ельяшевич и Б. И. Степанов. ДАН СССР, 32, 48 (1941); Б. И. Степанов. ЖФХ, 15, 865 (1941).
153. Б. И. Степанов. Изв. АН СССР, сер. физич., 11, 357 (1947).
154. E. Wilson. J. Chem. Phys., 7, 1047 (1939); 9, 76 (1941).
155. E. B. Wilson. J. C. Decius, P. C. Gross. Molecular Vibrations. N. Y., 1955.
156. Р. И. Подловченко. Диссертация. МГУ, 1957.
157. В. Н. Фаддеева. Вычислительные методы линейной алгебры. Гостехиздат, 1950.
158. М. А. Ельяшевич и Б. И. Степанов. ЖХФ, 17, 145 (1943).
159. Р. И. Подловченко и М. М. Сущинский. Оптика и спектр., 2, 49 (1957).
160. Р. И. Подловченко и М. М. Сущинский. Труды X Совещания по спектроскопии. Уч. зап. Львовского ун-та, 3(8), 1957, стр. 99.
161. Е. Г. Трещова, П. А. Акишин и В. М. Татевский. Журн. аналит. химии, 3, 75 (1948); П. А. Акишин и В. М. Татевский. ДАН СССР, 76, 527 (1951).
162. П. П. Шорыгин. Изв. АН СССР, сер. физич., 12, 576 (1948).
163. Б. А. Казанский, М. Ю. Лукина, А. И. Малышев, В. Т. Алексанян и Х. Е. Стерин. Изв. АН СССР, ОХН, № 1, 36 (1956).
164. F. F. Cleveland. J. Chem. Phys., 11, 1 (1943).
165. М. М. Сущинский и В. И. Тюлин. ДАН СССР, 35, 505 (1954).
166. В. А. Зубов. Дипломная работа. МГУ, 1955.
167. В. М. Татевский, Е. Г. Трещова, В. Р. Скварченко, Р. Я. Левина, ЖФХ, 23, 657 (1949); Е. Г. Трещова, В. М. Татевский, Р. Я. Левина, А. А. Файнзильберг, Е. А. Викторова. ЖФХ, 26, 1266 (1952).
168. П. П. Шорыгин и Л. З. Оситянская. ДАН СССР, 98, 51 (1954).
169. Л. З. Оситянская. Диссертация. Физ.-хим. ин-т им. Л. Я. Карпова, 1955.
170. П. А. Бажулин. Выступление на III Всесоюзном совещании по спектроскопии, 1941 (цит. по [8], т. II, стр. 209).
171. Catalogue of Selected Raman Spectral Data (Project 44). Washington, 1949.
172. М. В. Волькенштейн и М. А. Ельяшевич. Изв. АН СССР, сер. физич., 12, 548 (1948).
173. П. П. Шорыгин и А. И. Финкельштейн. ЖФХ, 26, 1272 (1952).
174. П. П. Шорыгин и А. Х. Халилов. ДАН СССР, 81, 1031 (1951).
175. M. Haggand et H. Martin. Bull. Soc. chim. France, 10, 1383 (1956).
176. Я. С. Бобович и М. В. Волькенштейн. ДАН СССР, 71, 1045 (1950).
177. П. П. Шорыгин. ДАН СССР, 78, 469 (1951).
178. П. А. Бажулин, А. В. Раков. ДАН СССР, 105, 54 (1955). А. И. Соколовская, П. А. Бажулин. Труды X Совещания по спектроскопии. Уч. зап. Львовского ун-та, 3(8), 1957, стр. 225; Н. И. Резаев. Там же, стр. 230.
179. А. И. Финкельштейн. Диссертация. Физ.-хим. ин-т им. Л. Я. Карпова, 1950.
180. Т. В. Яковлева. Автореферат диссертации. Институт высокомолекулярных соединений АН СССР, 1953.

Т. А. СИДОРОВ

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА НЕКОТОРЫХ СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ¹

ВВЕДЕНИЕ

Важной задачей современной физики является изучение строения вещества в конденсированном состоянии: твердом, жидком и стеклообразном. Чаще всего для изучения структуры вещества в конденсированном состоянии используется рентгеноструктурный анализ, дающий хорошие результаты при исследовании кристаллических твердых тел. Однако при исследовании строения жидкого и в особенности стеклообразного состояния вещества рентгеноструктурный анализ оказался малоэффективным. Даже структура простейших однокомпонентных неорганических стекол, так называемых стеклообразующих окислов, не была определена рентгенографическим методом. Вместо надежных данных о строении стеклообразующих окислов имеются лишь различные предположения о их строении.

К числу наиболее ранних представлений о структуре стекол относится высказанная Лебедевым [1] кристаллитная гипотеза. Значительное распространение, особенно за рубежом, получила гипотеза Захариазена [2], согласно которой все стеклообразующие окислы как в кристаллическом, так и в стеклообразном состоянии имеют координационную структуру, т. е. структуру, в которой отсутствуют отдельные молекулы. Стекло отличается от кристалла того же состава только тем, что решетка стекла является беспорядочной, неперiodической и несимметричной. Захариазен пришел к выводу, что только окислы B_2O_3 , SiO_2 , GeO_2 , P_2O_5 , As_2O_5 , P_2O_3 , As_2O_3 , Sb_2O_3 , V_2O_5 , Sb_2O_5 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 удовлетворяют условиям, необходимым для образования такой решетки, т. е. только эти окислы могут образовывать стекла.

Несмотря на то, что представления о стекле как о координационной структуре получили значительное распространение, они не были приняты многими исследователями.

В ряде случаев для объяснения свойств стекла различные авторы [3—10] использовали такие названия, как «сложные молекулы», «агрегаты», «сложные анионы», «смешанная ионная и атомная решетка».

В самом деле, уже при простом сопоставлении температур плавления стеклообразующих окислов можно заметить, что среди них имеются как сравнительно легкоплавкие вещества (P_2O_3 — $T_{пл} = 24^\circ C$, B_2O_3 — $T_{пл} = 577^\circ C$), так и тугоплавкие (SiO_2 — $T_{пл} = 1710^\circ C$, GeO_2 — $T_{пл} = 1115^\circ C$).

Известно, что молекулярные кристаллы более легкоплавки, чем координационные. Поэтому можно уже на основании данных о температурах плавления предполагать, что не все стеклообразующие окислы имеют

¹ Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Защищена в Физическом институте им. П. Н. Лебедева АН СССР 16 сентября 1957 г.

в кристаллическом и стеклообразном состояниях координационную структуру. И действительно, было установлено рентгенографически, что P_2O_5 , As_2O_3 , As_2O_5 и Sb_2O_3 , обладающие сравнительно низкими температурами плавления, имеют молекулярное строение [11]. Анализ физико-химических свойств борного ангидрида, проведенный Фаянсом и Барбером [8], показывает, что борный ангидрид как в кристаллическом, так и в стеклообразном состоянии не может иметь координационную структуру и что в обоих этих состояниях борный ангидрид должен иметь молекулярную структуру.

Таким образом, по крайней мере для части стеклообразующих окислов имеются данные, которые противоречат координационной гипотезе строения стеклообразующих окислов и согласуются с предположением о молекулярной структуре этих окислов. Естественно поэтому поставить вопрос о том, какие из стеклообразующих окислов имеют молекулярную структуру и какова структура их молекул? Если стеклообразующие окислы имеют молекулярную структуру в кристаллическом состоянии, то сохраняются ли молекулы при переходе в стеклообразное состояние?

Для решения этих вопросов необходимо применение различных методов исследования структуры вещества. Рентгенографический метод может быть применен для исследования структуры стеклообразующих окислов в кристаллическом состоянии. Поскольку в кристаллическом состоянии стеклообразующие окислы имеются обычно в виде поликристаллов, то результаты рентгенографического исследования могут быть не вполне надежными. Поэтому необходимо контролировать эти результаты, исследуя структуру стеклообразующих окислов другими методами.

Структура окислов в стеклообразном состоянии, по-видимому, вряд ли может быть определена рентгенографически [12], поэтому совершенно необходимо применение других методов изучения структуры окислов в стеклообразном состоянии.

Мощным методом изучения строения вещества является спектроскопический метод. Число основных частот и их появление в инфракрасном спектре поглощения и спектре комбинационного рассеяния зависят от числа атомов в молекуле и их геометрического расположения. Поэтому, исследуя инфракрасный и комбинационный спектры молекулы и сопоставляя их между собой, можно судить о структуре молекулы. Спектроскопический метод может быть применен для исследования структуры стеклообразующих окислов. Для этого необходимо систематическое исследование инфракрасных спектров поглощения и спектров комбинационного рассеяния стеклообразующих окислов как в кристаллическом, так и в стеклообразном состояниях и сопоставление этих спектров.

В нашей работе были исследованы инфракрасные спектры стеклообразующих окислов, перечисленных выше, а также Bi_2O_3 и ZrO_2 , которые, по мнению некоторых исследователей, могут образовывать стекла [13, 14].

Однако при помощи одних только инфракрасных спектров можно было сделать лишь некоторые качественные заключения о структуре стеклообразующих окислов (см. § 5 и 6 гл. I). Лишь для P_2O_5 , P_2O_3 и B_2O_3 , для которых известны спектры комбинационного рассеяния [15—17], оказалось возможным установить структуру молекул этих окислов и интерпретировать их колебательные спектры (см. гл. II, III и IV).

ГЛАВА I

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ И РЕЗУЛЬТАТЫ

§ 1. Спектрометр

Инфракрасные спектры стеклообразующих окислов исследовались на двухлучевом инфракрасном спектрофотометре, изготовленном на базе монохроматора ИКС-11. Оптическая (рис. 1) и электронная схемы этого прибора были разработаны и описаны Малышевым, Марковым и Шубиным [18—20].

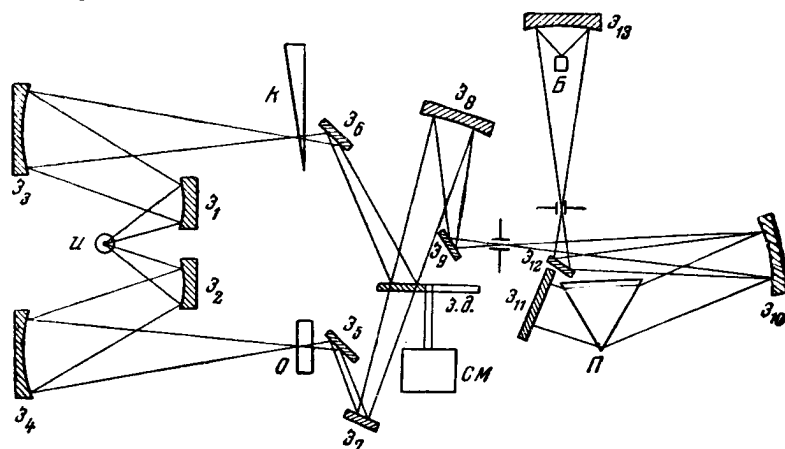


Рис. 1. Оптическая схема инфракрасного спектрофотометра

Для градуировки прибора по длинам волн были использованы полосы поглощения паров воды и углекислого газа атмосферы, полосы аммиака полистирола и 1,2,4-трихлорбензола. Частоты этих полос измерены с до

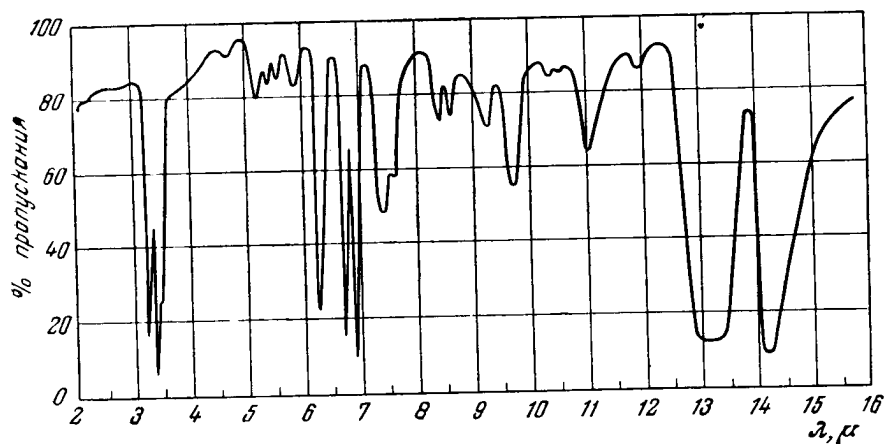


Рис. 2. Инфракрасный спектр полистирола

статочной степенью точности [21—23] и очень удобны для градуировки. В дальнейшем спектрограммы полистирола и 1,2,4-трихлорбензола регистрировались после того, как спектр исследуемого вещества был полу-

чен. По этим спектрограммам в каждом случае вычислялась поправка к основным градуировочным кривым. На рис. 2 и 3 приводятся инфракрасные спектры полистирола и 1,2,4-трихлорбензола.

Для уменьшения влияния рассеянного света при исследовании спектров в области от 10 до 24 μ мы использовали матированное зеркало.

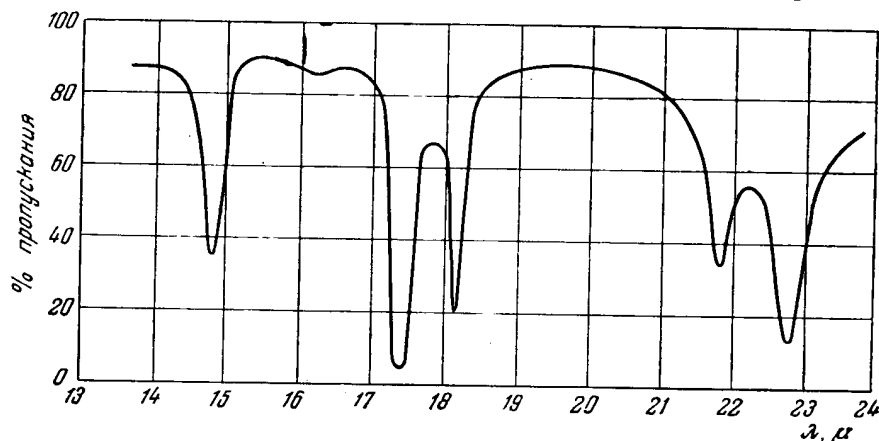


Рис. 3. Инфракрасный спектр 1,2,4-трихлорбензола

§ 2. Получение и чистота вещества

Из исследованных нами окислов As_2O_3 , As_2O_5 , Sb_2O_3 , Sb_2O_5 , V_2O_5 , ZrO_2 , Nb_2O_5 и Ta_2O_5 были получены как чистые для анализа¹. Bi_2O_3 был получен от Главхимреактива как чистый для анализа. V_2O_5 был получен в Главхимреактиве как химически чистый. Для исследования инфракрасного спектра борного ангидрида, обогащенного изотопом B^{10} , мы имели борную кислоту с повышенным содержанием изотопа B^{10} . Эта кислота была изготовлена по нашему заказу. Борная кислота была превращена в борный ангидрид путем длительного прокалывания в вакууме.

Оксид германия была получена в Гиредмете как химически чистая. Кристаллический и плавленый кварц был взят в оптической мастерской нашего института. Степень чистоты этих веществ неизвестна. Стекло As_2O_3 было химически чистым препаратом фирмы Кальбаум. Стекло GeO_2 было получено в нашей лаборатории. Стеклообразное состояние As_2O_3 было подтверждено электронографическим исследованием, проведенным в Институте стекла². Фосфористый ангидрид был получен по методу Торпа и Таттона [24], усовершенствованному Вольфом и Шмагером [25]. Фосфорный ангидрид был получен в Главхимреактиве как химически чистый и подвергнут дополнительной очистке путем возгонки в токе сухого кислорода.

§ 3. Приготовление образцов

В нашей работе большинство образцов было приготовлено по методу тонкоразмолотых порошков, погруженных в парафиновое масло. Этот метод получил большое распространение и подробно описан в литературе [26—28].

¹ Пользуюсь случаем выразить благодарность А. А. Черепневу, который любезно предоставил эти вещества для исследования.

² Пользуюсь случаем выразить благодарность Л. И. Афанасьеву за проведение этого исследования.

Техника приготовления образцов состояла в следующем. Несколько миллиграммов порошка окисла растирается в агатовой ступке с одной-двумя каплями парафинового масла. Получившаяся кашицеобразная масса наносилась на пластинку из NaCl или KBr и зажималась другой такой же пластинкой.

Масло имеет узкие полосы поглощения у 3,4; 6,8 и 7,2 μ и широкую, но слабую полосу поглощения у 13,8 μ . Эти полосы масла служили дополнительными опорными точками при расшифровке спектрограмм и не препятствовали получению спектров исследуемых окислов, так как узкие полосы масла расположены в коротковолновой части спектра, где исследованные вещества не имеют сильных полос поглощения, а полоса у 13,8 μ слаба и вносит лишь небольшие искажения в спектры.

Многие из исследованных окислов обладают значительной влагопоглощаемостью. Вследствие этого свойства окислов, приготовление образцов для исследования инфракрасных спектров представляло известные трудности. Из веществ, влагопоглощаемость которых не очень велика, как, например, Ta_2O_5 , GeO_2 и As_2O_5 , образцы готовились следующим путем. Вещество прокаливали в печи для удаления воды, затем переносили в эксикатор. После остывания порошок смешивался с маслом, которое, обволакивая частички окисла, не допускало к ним влагу.

Не все образцы могли быть приготовлены по методу порошков в масле. Влагопоглощаемость борного, фосфорного и фосфористого ангидридов настолько сильна, что приготовить образцы по указанному методу вряд ли возможно. Фосфористый ангидрид, кроме того, реагирует с кислородом. Поэтому для исследования инфракрасных спектров этих окислов нужно было найти новые методы изготовления образцов.

Для получения образца стеклообразного борного ангидрида мы использовали свойство этого вещества вытягиваться в виде тонких пленок в расплавленном состоянии. После некоторой тренировки удалось получить довольно однородные пленки достаточных размеров (2×3 см²), толщиной около 1 μ . Критерием однородности пленки служила равномерность ее интерференционной окраски. Если образец во время регистрации спектра находился на открытом воздухе, то вид спектра сильно зависел от времени пребывания пленки на воздухе. Чтобы устранить искажающее действие водяных паров атмосферы, мы помещали только что изготовленную пленку в специальную кювету, которая откачивалась до давления 10^{-4} мм рт. ст. Однако и в этом случае пленка успевала поглотить некоторое количество влаги, что сказывалось в появлении полосы поглощения OH в области 3200 см⁻¹ и сильной полосы борной кислоты в области 1450 см⁻¹. Кроме того, для получения образца борного ангидрида по такому методу требовалось довольно большое количество вещества, что было неприемлемым, так как, помимо обычного борного ангидрида, необходимо было исследовать также борный ангидрид, обогащенный изотопом B¹⁰, который имелся лишь в небольшом количестве.

Поэтому необходимо было найти другой метод приготовления образца, который удовлетворял бы двум условиям. Во-первых, вещество должно быть изолировано от соприкосновения с воздухом как в процессе приготовления образца, так и в процессе исследования его инфракрасного спектра. Во-вторых, при изготовлении образца должно употребляться небольшое (порядка нескольких миллиграммов) количество вещества.

Для того чтобы осуществить эти условия, была сконструирована специальная вакуумная кювета [29]. Устройство кюветы показано на рис. 4.

Для исследования спектра в кювете имелись два окна из бромистого калия, приклеенные плицеином. Борный ангидрид загружается в испаритель, затем кювета откачивается до давления 10^{-4} мм рт. ст. Испаритель

нагревается вначале до 1000°C для удаления воды из борного ангидрида. Затем температура повышается до 2000°C и происходит испарение борного ангидрида на пластинку из бромистого калия. Меняя время испарения, можно подобрать желательную толщину слоя образца. Даже в образце, приготовленном таким образом, имелись следы воды, что можно было установить по появлению полосы $\sim 3200\text{ см}^{-1}$ в инфракрасном спектре. Однако когда мы на держателе образца смонтировали небольшую печь и прогрели образец при температуре $\sim 250^{\circ}\text{C}$ в течение получаса в вакууме, то следы воды окончательно исчезли.

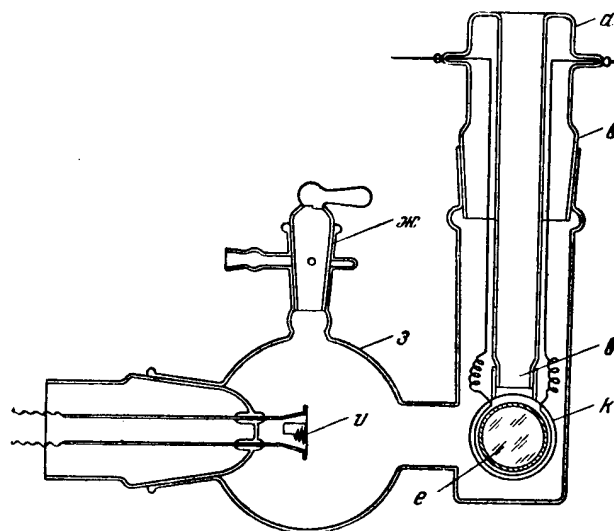


Рис. 4. Вакуумная кювета

а — стеклянные стенки; б — шлиф; в — медный колпачок;
г — держатель; д — пластина из бромистого калия; е — стеклянная колба; и — испаритель; ж — кран для откачки кюветы

Для выявления слабых полос поглощения из куса борного ангидрида была изготовлена пластинка толщиной $0,02\text{ мм}$. При расшифровке инфракрасного спектра этого образца было установлено присутствие наиболее интенсивных полос борной кислоты 3240 и 550 см^{-1} [30]. Однако интенсивность их была очень невелика. Все остальные частоты, обнаруженные в этом спектре, не совпадают с частотами борной кислоты и рассматривались нами как полосы борного ангидрида.

Кроме инфракрасного спектра обычного борного ангидрида с содержанием изотопов B^{10} — $18,83\%$ и B^{11} — $81,17\%$, был исследован инфракрасный спектр борного ангидрида с содержанием изотопов B^{10} — 71% и B^{11} — 29% . Так как в нашем распоряжении имелось небольшое количество борного ангидрида с повышенным содержанием изотопа B^{10} , то его спектр был исследован только в тонком слое.

Образец фосфорного ангидрида был получен также в вакуумной кювете. Фосфорный ангидрид загружался в испаритель, и кювета откачивалась до давления $10^{-4}\text{ мм рт. ст.}$ В вакууме фосфорный ангидрид прогревался для удаления примесей низших окислов и воды. Затем путем испарения фосфорный ангидрид наносился тонким слоем на пластинку из бромистого калия.

Для получения образца P_2O_5 был применен другой способ, который состоял в следующем. На пластинку бромистого калия помещался неболь-

шой кусочек фосфористого ангидрида, на который накладывалась другая пластинка из бромистого калия. Пластинки помещались между двумя металлическими кольцами и слегка зажимались четырьмя винтами. После этого пластинки нагревались от тепла рук, на которые надевали резиновые перчатки, и так как температура плавления фосфористого ангидрида 24°C , то он расплавлялся тонким слоем между пластинками из бромистого калия. При помощи винтов можно было отрегулировать толщину слоя образца таким образом, чтобы иметь желательное поглощение в инфракрасном спектре. Все операции, после того как вещество вынималось из склянки, где оно хранилось, проводились в непрерывном токе углекислого газа для предохранения фосфористого ангидрида от разрушающего действия кислорода и паров воды атмосферы.

Полученный таким способом образец не портился на открытом воздухе. Это можно было заключить из того факта, что спектр образца, полученного неделю спустя, ничем не отличался от спектра, полученного сразу после изготовления образца.

В первых же опытах обнаружилось, что уже в очень тонких слоях фосфористый ангидрид обладает очень сильным поглощением. В области сильных полос имелось 100%-ное поглощение. Никакой регулировкой при помощи винтов нельзя было уменьшить толщину слоя настолько, чтобы иметь поглощение меньшее, чем 100%, в районе сильных полос поглощения. Оказалось, что существенное значение имела неровность поверхностей пластинок из бромистого калия. Только после того, как были приготовлены пластинки, в которых отклонения от плоской поверхности не превышали $1-2\text{ м}$, удалось получить образец с тонким слоем фосфористого ангидрида. На этом образце были получены спектры фосфористого ангидрида с поглощением на сильных полосах меньше 100%.

§ 4. Экспериментальные результаты

Были исследованы инфракрасные спектры SiO_2 , GeO_2 , P_2O_5 , V_2O_5 , As_2O_3 , As_2O_5 , ZrO_2 , Nb_2O_5 , Sb_2O_3 , Sb_2O_5 , Ta_2O_5 , Bi_2O_3 в кристаллическом состоянии, P_2O_3 в жидком состоянии и $\text{B}^{10}_2\text{O}_3$, $\text{B}^{11}_2\text{O}_3$, SiO_2 , GeO_2 , As_2O_3 в стеклообразном состоянии.

Частоты максимумов полос поглощения (в см^{-1}) всех окислов приведены в табл. 1, в ней же приводятся качественные оценки интенсивностей полос поглощения.

На рис. 5—7 даны инфракрасные спектры исследованных окислов. На каждом из этих рисунков по оси абсцисс внизу отложены длины волн (в μ), вверху дана шкала волновых чисел (в см^{-1}). По оси ординат отложен процент пропускания образца. Полосы поглощения масла на каждой спектрограмме отмечены звездочками. Против каждой полосы поглощения приводятся ширины щелей, которые применялись при исследовании. В ряде случаев на рисунках приведено по две спектрограммы одного и того же вещества, отличающиеся одна от другой толщиной слоя.

Несмотря на предварительную прокалку и осушку в эксикаторе As_2O_5 , в нем содержалось небольшое количество воды, что можно заметить по полосе ОН его инфракрасного спектра (см. рис. 6, в).

Инфракрасные спектры образцов борного ангидрида, полученных путем распыления в высоком вакууме, и образцов, изготовленных в виде пленок, вытягиваемых из расплава, оказались почти одинаковыми. Оба спектра имели полосы с частотами 1260 и 718 см^{-1} . Различие состояло только в том, что в пленках, вытянутых из расплава, имелось некоторое количество воды, вследствие чего в спектре имелась полоса валентных колебаний ОН $\sim 3240\text{ см}^{-1}$ и широкая полоса борной кислоты 1440 см^{-1} , которая

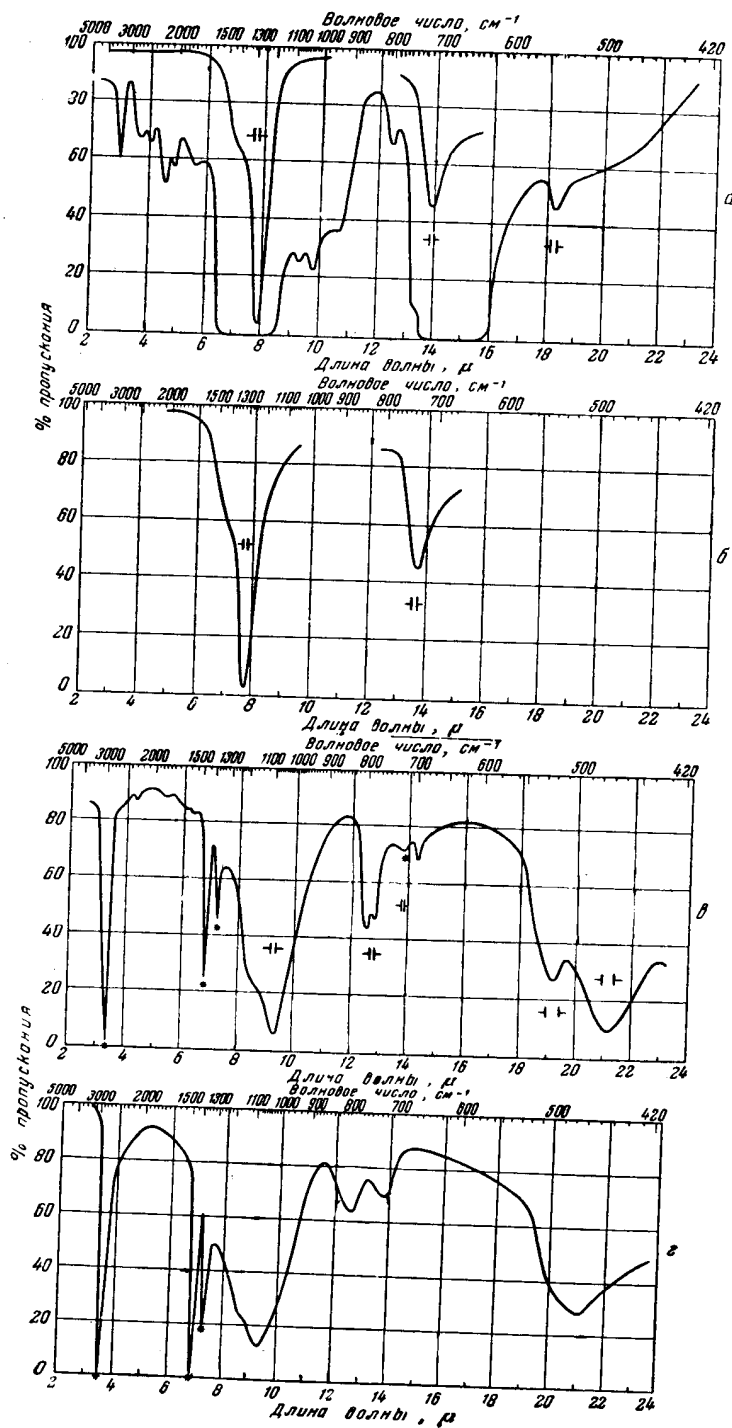
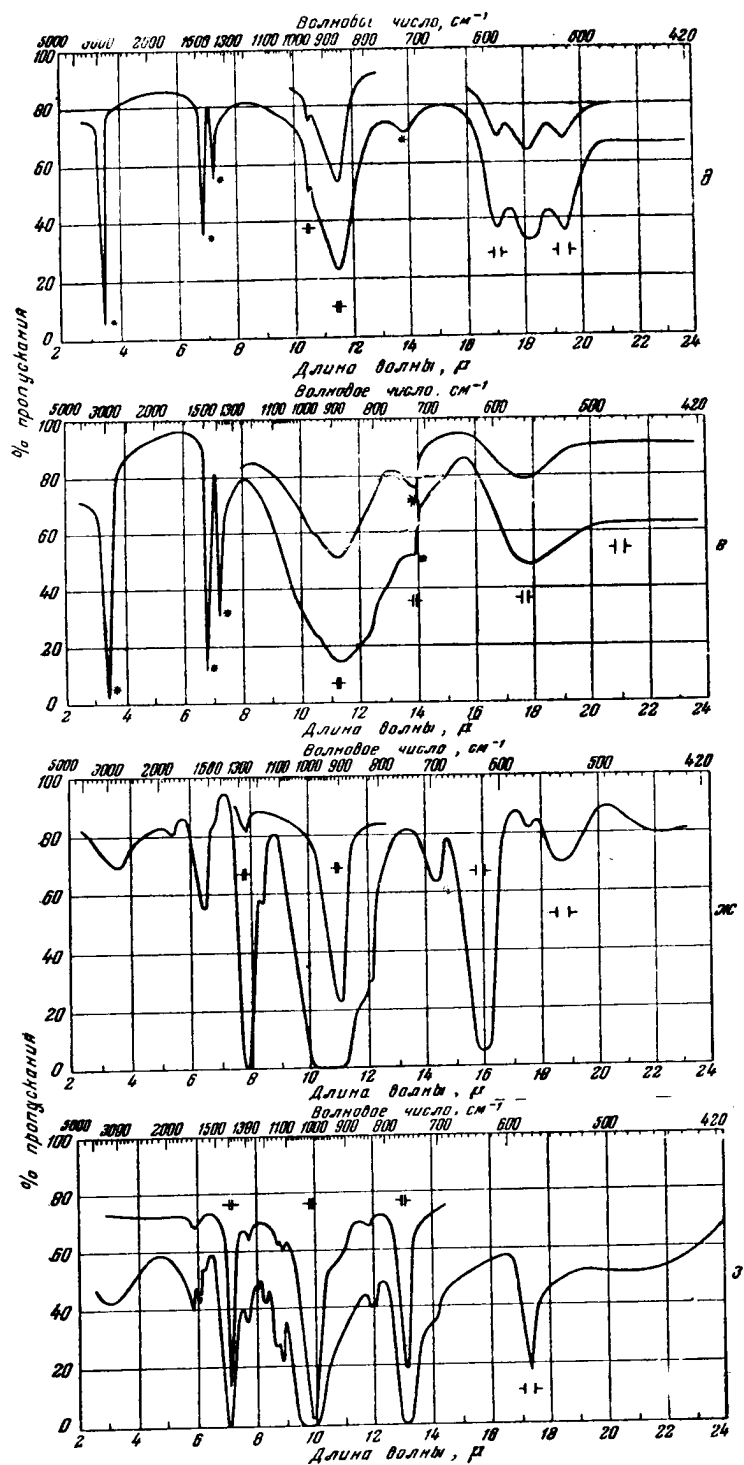


Рис. 5. Инфракрасные спектры стеклообразующих окислов
 а — B¹¹O₃; б — B¹⁰O₃; в — SiO₂ (α-кварца); г — стекло SiO₂;

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 233



θ — GeO_2 (растворимая модификация); e — стекло GeO_2 ; ж — P_2O_5 ; з — P_2O_5 .

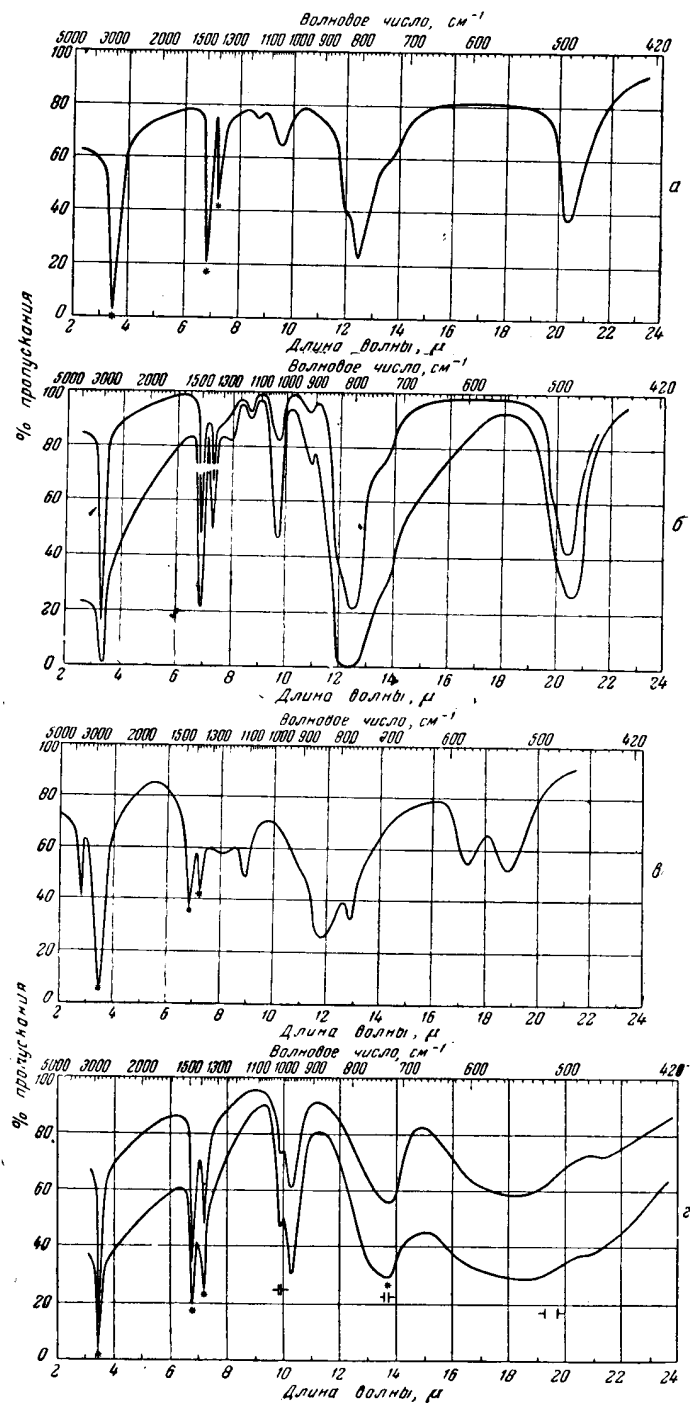


Рис. 6. Инфракрасные спектры стеклообразующих окислов
 а — As_2O_3 ; б — стекло As_2O_3 ; в — As_2O_5 ; г — V_2O_5 ;

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛОБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 235

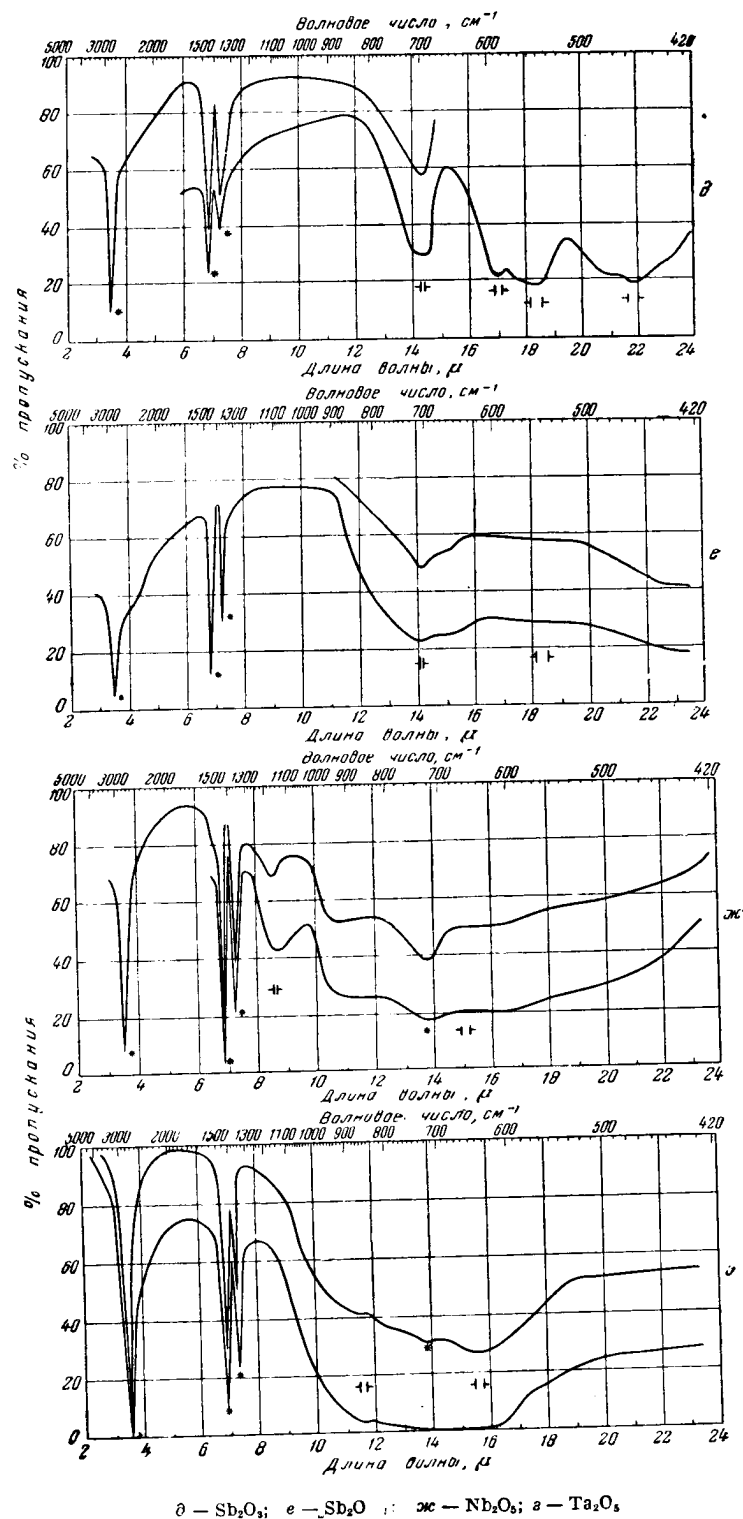


Таблица 1

Инфракрасные спектры стеклообразующих оксидов

$B_2^{10}O_3$	$B_2^{11}O_3$	$\alpha-SiO_2$	Стекло SiO_2	P_2O_5	P_2O_5	V_2O_5	GeO_2	Стекло GeO_2	As_2O_3
1330 (с.) 1281 (о. с.)	2750 (сл.) *	1150 (с.) 1070 (о. с.) 794 (ср.) 778 (ср.) 692 (сл.) 519 (с.) 467 (о. с.)	1147 (с.) 1066 (о. с.) 789 (ср.) 476 (о. сл.)	1851 (о. сл.)	1713 (сл.)	1007 (с.) 967 (о. с.) 547 (с.)	955 (с.) 872 (о. с.) 587 (с.) 551 (с.) 517 (с.)	966 (о. сл.) 888 (с.) 564 (ср.)	1152 (о. сл.) 1041 (сл.) 842 (с.) 802 (о. с.) 488 (с.)
	2545 (сл.)			1532 (ср.)	1648 (сл.)				
	2220 (сл.)			1471 (о. сл.)	1590 (о. сл.)				
	2070 (сл.)			1270 (с.)	1390 (с.)				
	1800 (сл.)			1188 (о. сл.)	1295 (сл.)				
	1330 (с.)			911 (о. с.)	1231 (о. сл.)				
	1260 (о. с.)			827 (о. сл.)	1200 (сл.)				
	1095 (о. сл.)			697 (сл.)	1150 (сл.)				
	1040 (сл.)			636 (с.)	1140 (сл.)				
	960 (о. сл.)			568 (о. сл.)	1015 (о. с.)				
724 (с.)	810 (сл.)	532 (сл.)	843 (сл.)	832 (сл.)	764 (с.)	714 (о. сл.)	573 (с.)		
	765 (о. сл.)								
	718 (с.)								
	548 (сл.)								

Стекло As_2O_3	As_2O_3	ZrO_2	Nb_2O_5	Sb_2O_3	Sb_2O_3	Ta_2O_5	Bi_2O_3
1265 (о. сл.)	1243 (о. сл.)	721 (с.)	1157 (ср.)				
1152 (о. сл.)	1131 (сл.)	Полоса	Полоса	695 (с.)	Полоса	Полоса	Полоса
1041 (сл.)	858 (с.)	625—450	1000—472	588 (с.)	827—417	1041—576	589—457
920 (о. сл.)		539 (о. сл.)	606 (о. сл.)	547 (с.)	704 (с.)	866 (сл.)	512 (сл.)
842 (с.)	775 (ср.)	475 (ср.)		467 (с.)	659 (о. сл.)	733 (сл.)	
802 (о. с.)	574 (ср.)						
488 (с.)	527 (ср.)						

* Здесь и далее приняты обозначения: о. сл. — очень слабая, сл. — слабая, ср. — средняя, с. — сильная, о. с. — очень сильная, ш. — широкая.

маскировала полосу борного ангидрида 1330 см^{-1} . Сходство спектров образцов, полученных двумя различными методами, говорит о том, что во время распыления структура борного ангидрида не изменяется и методика распыления в вакууме может быть применена для изготовления образцов стеклообразного борного ангидрида.

Из рис. 5, а и б и табл. 1 можно видеть, что полосы борного ангидрида 1260 и 718 см^{-1} испытывают изотопическое смещение на 21 и 6 см^{-1} со-

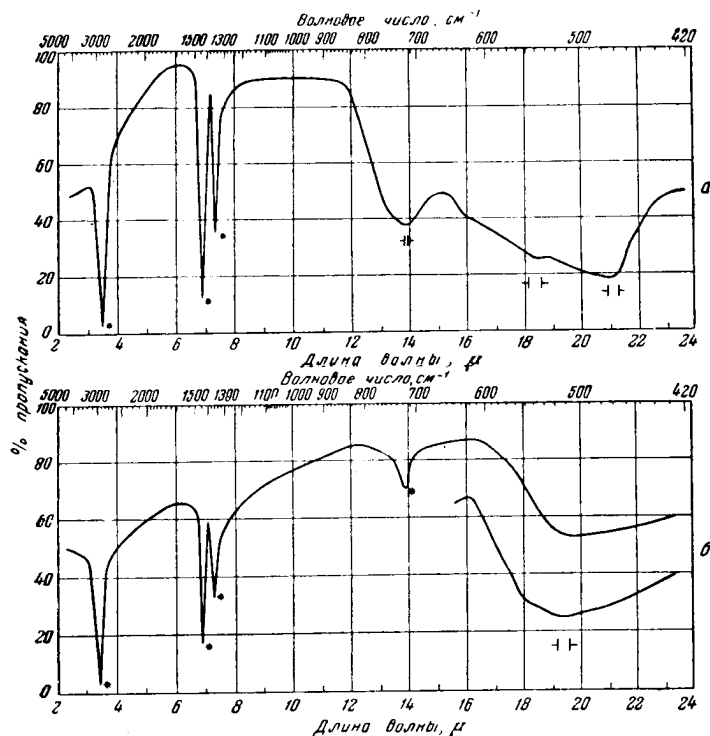


Рис. 7. Инфракрасные спектры стеклообразующих окислов
а — ZrO_2 ; б — Bi_2O_3

ответственно при переходе от естественной смеси изотопов с преобладанием атомов B^{11} к смеси изотопов с преобладанием атомов B^{10} .

Инфракрасные спектры GeO_2 , V_2O_5 , As_2O_5 , ZrO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , Bi_2O_3 в кристаллическом состоянии, P_2O_5 в жидком состоянии и $\text{B}^{10}_2\text{O}_3$, GeO_2 , As_2O_3 в стеклообразном состоянии были получены впервые. As_2O_3 , Sb_2O_3 и Sb_2O_5 были исследованы Миллером и Уилкинсом [28] от 2,5 до 16 μ . Спектры, приведенные в этой работе, хорошо согласуются с нашими спектрами. Небольшое расхождение данных имеется для частот сильной полосы поглощения в Sb_2O_3 , которая равна 700 см^{-1} по нашим данным и 740 см^{-1} по данным Миллера и Уилкинса.

Инфракрасный спектр P_2O_5 был получен Даашем и Смитом [31]. Значений частот полос поглощения P_2O_5 в работе не приводится. Внешний вид спектра имеет очень много сходства с инфракрасным спектром P_2O_5 , полученным нами.

Инфракрасные спектры кристаллического и плавленого кварца были исследованы очень многими. В книге Шефера и Матосси [32] дан обзор

всех работ, проводившихся до 1930 г. Дальнейшие исследования инфракрасных спектров кварца [33] в основном подтвердили результаты ранних исследований. Наши данные хорошо согласуются с данными других исследователей, например с данными Флоринской и Печенкиной [33].

Значительное расхождение наших данных с данными ранних работ получилось в случае борного ангидрида. Частоты полос поглощения борного ангидрида с оценками их интенсивности, полученные различными авторами, приведены в табл. 2. В этой же таблице приводятся полученные нами частоты борной кислоты [30].

Таблица 2
Частоты инфракрасного спектра борного ангидрида и борной кислоты

Борный ангидрид				Борная кислота
Наши данные		Андерсон [35]	Матосси и Блушке [34]	Наши данные [30]
$B_2^{11}O_3$	$B_2^{10}O_3$			
			537 (с.)	550 (с.)
			637 (с.)	637 (с.)
718 (с.)	724 (с.)	712	758 (с.)	729 (с.)
765 (о. сл.)		796		
810 (сл.)				
		886		886 (о. сл.)
960 (о. сл.)				
1040 (сл.)				
1095 (о. сл.)				
				1198 (с.)
1260 (о. с.)	1281 (о. с.)	1260	1224 (о. с.)	
1330 (с.)	1330 (с.)			
		1450	1441 (о. с.)	1448 (с.)
1800 (сл.)				
2070 (сл.)				
2220 (сл.)				
2545 (сл.)				
2750 (сл.)				
			3050 (сл.)	3240 (сл.)

Сравнение данных Матосси и Блушке [34] с частотами борной кислоты показывает, что полученный ими спектр содержит сильные частоты борной кислоты: 537, 637, 758, 1441 и 3050 $см^{-1}$. Только одна частота 1224 $см^{-1}$ их спектра может быть приписана борному ангидриду. В спектре, полученном Андерсоном [35], также присутствуют частоты борной кислоты 1450 и 886 $см^{-1}$. Присутствие полос борной кислоты в спектрах, полученных этими исследователями, объясняется тем, что образцы борного ангидрида во время регистрации спектра находились на открытом воздухе и были подвержены действию паров воды атмосферы. О том, насколько сильно и быстро сказывается влияние водяных паров атмосферы, можно судить по спектрам, приведенным на рис. 8. На рис. 8, а приведены два участка инфракрасного спектра борного ангидрида. На рис. 8, б изображены те же участки спектра, зарегистрированного через 5 мин. после впуска воздуха в кювету. Можно видеть, что даже такого малого времени пребывания на открытом воздухе достаточно, чтобы спектр значительно исказился и появились полосы борной кислоты 3240 и 1448 $см^{-1}$. На рис. 8, а—д показано, как меняется спектр пленки в зависимости от

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛОБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 239

времени пребывания ее на открытом воздухе. На рис. 8, *е* можно видеть, что спустя 48 час. пребывания на открытом воздухе пленка целиком превращается в борную кислоту. Спектр, приведенный Матосси и Блушке, очень похож на спектр, изображенный на рис. 8, *в* а спектр Андерсона — на спектр рис. 8, *д*.

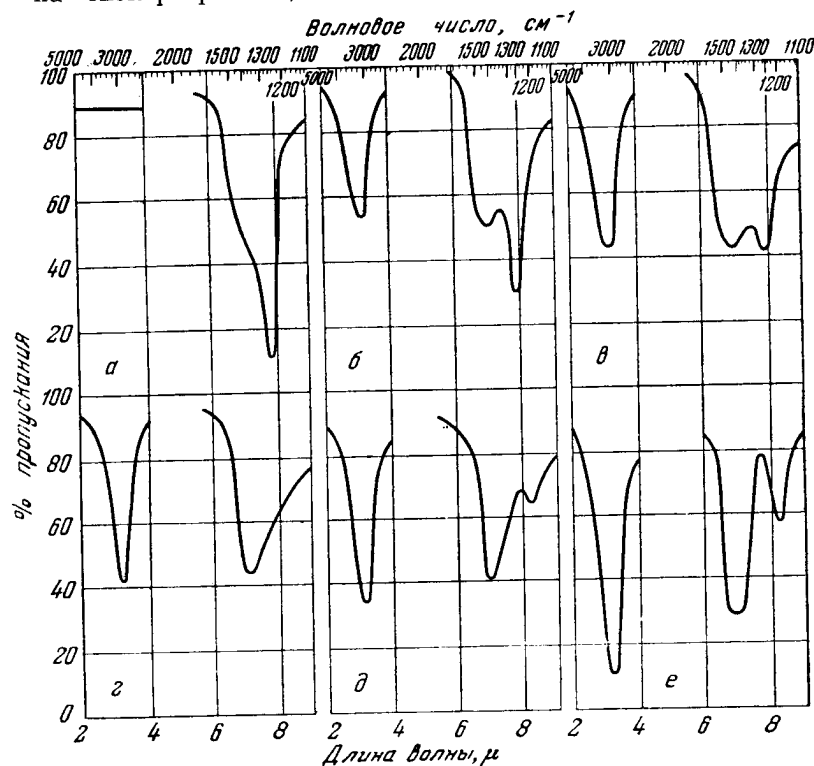


Рис. 8. Изменение инфракрасного спектра борного ангидрида в зависимости от времени пребывания на открытом воздухе

а — два участка инфракрасного спектра борного ангидрида; *б* — те же участки спектра через 5 мин. *в*, *г*, *д*, *е* — изменения спектра пленки соответственно через 40 мин. 3 час., 7 час. и 48 час.

Ошибки в экспериментальных результатах привели Матосси и Блушке к ошибочному заключению о сходстве спектров борной кислоты и борного ангидрида и о сходстве их структур. Андерсон в работе [36], основываясь на своих данных по спектру борного ангидрида, также приходит к ошибочному выводу о структуре борного ангидрида.

§ 5. Связь между типом инфракрасного спектра окисла и его структурой

Инфракрасные спектры окислов, представленные на рис. 5—7, могут быть разделены на две группы. К первой группе относятся спектры, имеющие широкие полосы поглощения, а именно: ZrO_2 (13—22 μ), Nb_2O_5 (10—22 μ), Sb_2O_5 (12—23 μ), Ta_2O_5 (10—20 μ), Bi_2O_3 (17—20 μ). Ко второй группе относятся остальные спектры, ширина полос которых не превышает 2—3 μ , а во многих случаях значительно меньше этой величины.

Известно, что вещества, обладающие координационной структурой, имеют инфракрасные спектры поглощения с широкими полосами. Так.

например, щелочно-галогидные кристаллы [37] и окислы магния [38], бериллия и кальция [39], которые являются координационными структурами, имеют инфракрасные спектры с широкими полосами поглощения. Полуширина инфракрасных полос поглощения в этих кристаллах порядка 10 μ . Можно поэтому предполагать, что исследованные нами ZrO_2 , Nb_2O_5 , Sb_2O_5 , Ta_2O_5 и Bi_2O_3 также имеют координационное строение. И действительно, согласно рентгеновским данным, структура этих окислов координационная [11].

Инфракрасные спектры с узкими полосами обычно имеют вещества с молекулярной структурой [28]. Рентгенографические и электронографические данные показывают, что P_2O_3 , P_2O_5 , As_2O_3 , As_2O_5 и Sb_2O_3 имеют молекулярное строение. Эти вещества состоят из молекул P_4O_6 , P_4O_{10} , As_4O_6 , As_4O_{10} и Sb_4O_6 , принадлежащих к точечной группе симметрии T_d .

Фаянс и Барбер [8] показали, что кристаллический и стеклообразный борный ангидрид должен состоять из молекул B_4O_6 , имеющих симметрию группы T_d . Следовательно, большая группа окислов, имеющих узкие полосы поглощения, действительно обладает молекулярной структурой. Однако среди окислов, имеющих узкие полосы поглощения, находятся также и такие, которые, согласно рентгенографическим данным [11], имеют координационную структуру — это SiO_2 и GeO_2 . Окись ванадия также имеет, по-видимому, координационную структуру [11].

Таким образом, все окислы, обладающие спектрами с широкими полосами, имеют координационную структуру, а окислы с узкими полосами поглощения в инфракрасном спектре в большинстве случаев имеют молекулярную структуру, однако среди них встречаются также и окислы с координационной структурой.

§ 6. Инфракрасные спектры кристаллов и соответствующих им стекол

Уже в ранних исследованиях кристаллического и плавленого кварца было замечено, что как инфракрасные спектры [32], так и спектры комбинационного рассеяния [40] этих веществ мало отличаются один от другого. Число полос и их положение одинаково как в кристаллическом, так и в стеклообразном кварце. Полосы в стеклообразном кварце уширены и в некоторых случаях благодаря этому уширению смазывается тонкая структура полос. В работах последних лет эти результаты были в основном подтверждены [33, 41].

В настоящей работе исследовались инфракрасные спектры стекол SiO_2 , GeO_2 и As_2O_3 . Как видно из рис. 5, $b-e$ и 6, $a, б$, спектры стекла и соответствующего ему кристалла во всех случаях в основном совпадают. В случае As_2O_3 это совпадение очень хорошее. В случае SiO_2 и GeO_2 полосы в стекле уширены по сравнению с полосами в кристалле. Структура некоторых полос SiO_2 и GeO_2 в стекле маскируется эффектами уширения полос. Одна очень слабая линия кристаллического кварца 696 см^{-1} не проявляется в спектре плавленого кварца.

Большое сходство спектров стекла и кристалла SiO_2 и GeO_2 говорит об очень сходном строении структурных элементов стекла и кристалла.

Совпадение спектров стекла и кристалла As_2O_3 указывает на то, что стекло, так же как и кристалл [11], состоит из молекул As_4O_6 , имеющих симметрию группы T_d .

ГЛАВА II

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЙ СПЕКТР И СТРУКТУРА ФОСФОРИСТОГО АНГИДРИДА [42]

В предыдущей главе изложены полученные нами экспериментальные результаты по исследованию инфракрасных спектров группы окислов, которые, согласно представлениям теории Захариазена, должны давать стекла. На основании этих результатов были сделаны некоторые общие заключения о структуре исследованных окислов. Однако данные об инфракрасных спектрах недостаточны для того, чтобы можно было на основании их делать какие-либо заключения о структуре элементарных ячеек в координационных веществах или о структуре молекул в молекулярных веществах. Гораздо больше можно сказать о структуре вещества, зная его комбинационный и инфракрасный спектры.

В этой и двух следующих главах мы более подробно остановимся только на трех окислах: фосфористом, фосфорном и борном ангидридах. Для этих веществ, кроме наших данных об их инфракрасных спектрах, мы имеем также данные об их комбинационных спектрах.

Как уже было указано во введении, фосфористый ангидрид, согласно теории Захариазена, должен принадлежать к числу стеклообразующих окислов. Однако в литературе нет сведений о получении из него стекла, поэтому отнесение его к группе стеклообразующих окислов только формальное, основанное на указаниях теории Захариазена.

Фосфористый ангидрид — легкоплавкое и легколетучее вещество. Его температура плавления $23,8^\circ \text{C}$, кипения — 173°C . Еще в конце прошлого века Торп и Таттон [24], измеряя плотность паров фосфористого ангидрида при не очень высоких температурах, установили, что фосфористый ангидрид в газообразном состоянии состоит из молекул P_4O_6 . Такая же формула была получена ими и путем измерения понижения температуры замерзания бензола при растворении фосфористого ангидрида в бензоле. Изучение дифракции электронов [43] показало, что газообразный фосфористый ангидрид состоит из молекул P_4O_6 , имеющих симметрию точечной группы T_d . Строение молекулы фосфористого ангидрида в жидком и твердом состоянии изучалось методом комбинационного рассеяния света [15]. Из того факта, что степень деполяризации одной из линий спектра равна нулю, авторы заключили, что молекула может принадлежать к одной из двух кубических точечных групп симметрии T_d или O_h . Однако из равенства нулю степени деполяризации одной комбинационной линии еще нельзя надежно заключить, что молекула относится к кубической группе симметрии: поляризационные измерения обычно не очень точны и нельзя сказать, действительно ли степень деполяризации равна нулю или же она отлична от нуля, но мала [44]. Кроме того, если даже считать, что степень деполяризации действительно равна нулю, то нельзя с помощью только одного спектра комбинационного рассеяния света сделать надежный выбор между моделями T_d и O_h . Поэтому необходимы дополнительные данные для установления структуры молекулы фосфористого ангидрида в жидком состоянии. Такие дополнительные данные дает изучение инфракрасного спектра фосфористого ангидрида.

§ 7. Определение структуры фосфористого ангидрида по его колебательному спектру

Инфракрасный спектр фосфористого ангидрида приведен на рис. 5, ж. Частоты полос поглощения, наряду с оценками их интенсивности, помещены в табл. 3. Как видно из рис. 5, ж и табл. 3, фосфористый ангидрид

имеет три сильные полосы поглощения с частотами 636, 911 и 1270 см^{-1} . Кроме того, имеется еще несколько слабых частот, которые обладают значительно меньшей интенсивностью, чем указанные выше три полосы.

Сравним данные по инфракрасному спектру P_2O_3 с имеющимися в литературе данными по спектру комбинационного рассеяния [15]. В табл. 3 приводятся эти данные.

Таблица 3

**Инфракрасный и комбинационный спектры
фосфористого ангидрида**

Инфракрасный спектр, см^{-1}	Спектр комбинационного рассеяния [15], см^{-1}	Степень деполяризации
	302 (3) *	0,90
	370 (0)	—
	407 (5)	0,91
	465 (1)	6/7
532 (сл.)		
568 (о. сл.)		
	613 (20)	0
636 (с.)	643 (18)	0,85
697 (сл.)		
827 (о. сл.)		
911 (о. с.)	919 (2)	—
	1029 (3)	—
1188 (о. сл.)		
1270 (с.)		
1471 (о. сл.)		
1532 (ср.)		
1851 (о. сл.)		

* В скобках указана интенсивность по визуальной оценке.

В спектре комбинационного рассеяния фосфористого ангидрида наблюдается восемь линий. Семь из этих линий довольно интенсивные и поэтому должны принадлежать к основным колебаниям молекулы фосфористого ангидрида. Линия 370 см^{-1} была зарегистрирована лишь при продолжительных экспозициях. Поэтому она может быть либо составной частотой, либо запрещенной основной частотой, появляющейся вследствие нарушения правил отбора. Таким образом, в спектре комбинационного рассеяния фосфористого ангидрида имеется семь или восемь основных частот. В инфракрасном спектре P_2O_3 , как можно видеть из табл. 3, имеются три сильные и несколько слабых полосы поглощения.

Одна из этих сильных полос имеет частоту 1270 см^{-1} . Из литературных данных известно [31], что валентные колебания двойной связи $\text{P}=\text{O}$ имеют частоты в области от 1170 до 1310 см^{-1} . Частота 1270 см^{-1} находится в пределах этой области. В то же время вряд ли возможно, чтобы в соединении с трехвалентным фосфором, каким является фосфористый ангидрид, могла существовать двойная связь $\text{P}=\text{O}$. Поэтому частоту 1270 см^{-1} несмотря на ее большую интенсивность, следует отнести не к основному колебанию, а к обертоу или составному тону основных колебаний. А именно, частота 1270 см^{-1} может быть хорошо представлена как первый

обертон одной из двух интенсивных полос с частотой 636 см^{-1} ($2 \cdot 636 = 1272 \text{ см}^{-1}$).

Таким образом, из трех сильных полос инфракрасного спектра только две полосы с частотами 636 и 911 см^{-1} следует принять за основные. Вряд ли можно ожидать, что одна (или несколько) из слабых частот, наблюдаемых в инфракрасном спектре, является основной, однако такая возможность полностью не исключена и будет рассмотрена в дальнейшем.

Итак, будем вначале считать, что в инфракрасном спектре имеются только две основные частоты — 636 и 911 см^{-1} . Эти частоты совпадают в пределах ошибок эксперимента с частотами спектра комбинационного рассеяния 643 и 919 см^{-1} . Кроме того, в спектре комбинационного рассеяния имеется еще пять частот основных колебаний.

Инфракрасный и комбинационный спектры фосфористого ангидрида обладают тремя характерными чертами, которые позволяют из возможных моделей молекулы фосфористого ангидрида выбрать одну единственную модель.

Первая характерная черта состоит в том, что число линий комбинационного рассеяния (семь) значительно превышает число сильных линий инфракрасного спектра (две). На основании этого факта можно утверждать, что молекула не может принадлежать к тем точечным группам симметрии, для которых линии, активные в спектре комбинационного рассеяния, активны также и в инфракрасном спектре. К этим группам относятся следующие: C_2 , C_s , C_3 , C_{3v} , $C_{\infty v}$ (см., например, [44], табл. 35, 36 и 55). Следующая характерная особенность спектров состоит в том, что имеются две сильные линии инфракрасного спектра, которые присутствуют в спектре комбинационного рассеяния (линии 911 и 636 см^{-1}). Из этого можно заключить, что молекула не может принадлежать к тем точечным группам, которые имеют центр симметрии, или к тем точечным группам, для которых линии инфракрасного спектра запрещены в комбинационном спектре, а линии комбинационного спектра запрещены в инфракрасном спектре. Такими точечными группами симметрии являются: C_i , C_{2h} , $D_{2h} \equiv V_h$, S_6 , C_{4h} , C_{6h} , D_{3d} , D_{4d} , D_{4h} , D_{5h} , D_{6h} , $D_{\infty h}$, O_h . Наконец, третья характерная особенность спектров состоит в том, что не имеется сильных линий инфракрасного спектра, которые не были бы активны в спектре комбинационного рассеяния. Это позволяет исключить из рассмотрения все те точечные группы симметрии, для которых имеются частоты, активные в инфракрасном спектре, но не активные в спектре комбинационного рассеяния, света. К ним относятся следующие группы: D_3 , D_4 , D_5 , D_6 , C_{3h} , C_{5h} , D_{3h} . Следует сказать, что исключение из рассмотрения этих точечных групп не является таким бесспорным, как в первых двух случаях. Дело в том, что инфракрасный спектр исследован только до 430 см^{-1} , и можно предположить, что частоты, активные в инфракрасном спектре, но не активные в спектре комбинационного рассеяния, расположены ниже 430 см^{-1} .

После того, как отброшены все модели молекулы, которые не удовлетворяют трем перечисленным выше требованиям, в нашем распоряжении остается еще 12 точечных групп симметрии, а именно: C_{2v} , D_2 , C_4 , C_5 , C_6 , S_4 , C_{4v} , C_{5v} , C_{6v} , D_{2d} , T , T_d .

Для этих групп можно подсчитать число колебаний различного типа симметрии и их активность [42]. Результаты такого подсчета представлены в табл. 4, из которой видно, что только модель молекулы P_4O_6 , принадлежащая к точечной группе симметрии T_d , дает число частот в инфракрасном и комбинационном спектре, близкое к наблюдаемому.

Будем теперь считать, что основными частотами, помимо 636 и 911 см^{-1} , являются также несколько слабых частот инфракрасного спектра. Как

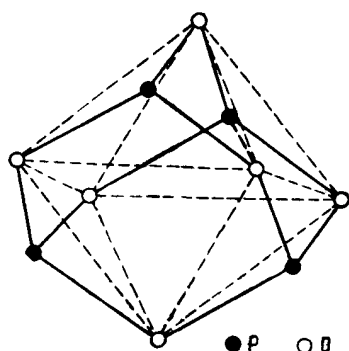
можно видеть из табл. 3, ни одна из слабых частот инфракрасного спектра не проявляется в спектре комбинационного рассеяния. Но это должно было бы означать, что молекула фосфористого ангидрида принадлежит к од-

Таблица 4

Правила отбора для различных структурных моделей молекулы фосфористого ангидрида

Группа симметрии	Формула молекулы	Минимальное число частот, активных в инфракрасном спектре	Число частот, активных в спектре комбинационного рассеяния
C_{2v}	P_2O_3	8	9
D_2	P_2O_3	7	9
C_4	P_4O_6	12	18
C_5	P_4O_6	12	15
C_6	P_4O_6	10	13
S_4	P_4O_6	12	17
C_{4v}	P_4O_6	11	17
C_{5v}	P_4O_6	12	15
C_{6v}	P_4O_6	10	13
D_{2d}	P_4O_6	10	17
T	P_8O_{12}	13	23
T_d	P_4O_6	4	8
T_d	P_8O_{12}	9	17
Опыт		2	8

ной из точечных групп симметрии D_3 , D_4 , D_5 , D_6 , C_{3h} , C_{5h} , D_{3h} , имеющих частоты, активные только в инфракрасном спектре, но не активные

Рис. 9. Структура молекулы P_4O_6

в спектре комбинационного рассеяния. Для этих точечных групп колебаниями, активными только в инфракрасном спектре, являются колебания, антисимметричные относительно плоскости. Известно, что при антисимметричных колебаниях дипольный момент сильно меняется, что должно привести к появлению в инфракрасном спектре интенсивных полос поглощения.

Однако у фосфористого ангидрида полосы, активные только в инфракрасном спектре, слабы. Поэтому в данном случае слабые полосы инфракрасного спектра не могут быть приняты за основные, а молекула не может принадлежать к группам D_3 , D_4 , D_5 , D_6 , C_{3h} , C_{5h} , D_{3h} .

Подводя итог, можно сказать, что колебательный спектр фосфористого ангидрида можно попытаться удовлетворительно истолковать только при помощи модели молекулы P_4O_6 , принадлежащей к точечной группе T_d (рис. 9). Модели молекулы фосфористого ангидрида, принадлежащие к другим точечным группам или принадлежащие к группе T_d , но имеющие больше десяти атомов, дают результаты, сильно отличающиеся от наблюдаемых.

§ 8. Интерпретация спектра

Интерпретация спектра комбинационного рассеяния при помощи модели молекулы P_4O_6 , принадлежащей к точечной группе T_d , была выполнена Гердингом, Бредероде и Декером [15]. Для этой модели имеются два полносимметричных колебания типа A_1 , активных в спектре комбинационного рассеяния с поляризацией линии, равной нулю; два дважды вырожденных колебания типа E , активных только в спектре комбинационного рассеяния; два трижды вырожденных колебания типа F_1 запрещены в обоих спектрах и четыре трижды вырожденных колебания типа F_2 активны в обоих спектрах.

В спектре комбинационного рассеяния обнаружена только одна интенсивная и полностью поляризованная линия 613 см^{-1} . Авторы отнесли ее к типу симметрии A_1 . Вторая полностью поляризованная линия отсутствует в спектре. Авторы считают, что в молекуле P_4O_6 имеет место случайное вырождение, частоты типа A_1 совпадают.

Трижды вырожденные колебания типа F_2 должны быть активными и в инфракрасном и в комбинационном спектрах. Две сильные частоты инфракрасного спектра 911 и 636 см^{-1} активны и в спектре комбинационного рассеяния, поэтому они должны быть отнесены к трижды вырожденным колебаниям типа F_2 . Это подтверждает интерпретацию этих частот Гердингом и др. [15]. Эти же авторы отнесли частоты 302 и 407 см^{-1} комбинационного спектра к колебаниям типа F_2 . Такая интерпретация этих частот, полученная на основании рассмотрения форм колебаний молекулы, представляется вполне разумной. К сожалению, она не могла быть подтверждена в наших опытах, так как инфракрасный спектр P_4O_6 был исследован только до 430 см^{-1} . Частоты комбинационного спектра 1029 и 465 см^{-1} были отнесены [15] к дважды вырожденным колебаниям типа E , а частота 370 см^{-1} , возможно, принадлежит трижды вырожденному запрещенному колебанию типа F_1 .

Таблица 5

Интерпретация инфракрасного и комбинационного спектров фосфористого ангидрида

Инфракрасный спектр, см^{-1}	Спектр комбинационного рассеяния, см^{-1}	Интерпретация	Вычисленное значение частоты	Тип симметрии верхнего колебательного состояния
	302 (5)	ν_{10}		F_2
	370 (0)	ν_5		F_1
	407 (5)	ν_9		F_2
	465 (1)	ν_4		E
532 (сл.)		$\nu_7 - \nu_5$	541	$A_2 + E + F_1 + F_2$
568 (о. сл.)		$2\nu_{10}$	604	$A_1 + E + F_2$
	613 (20)	ν_1		A_1
636 (с.)	643 (18)	ν_8		F_2
697 (сл.)		$\nu_9 + \nu_{10}$	709	$A_1 + E + F_1 + F_2$
827 (о. сл.)		$\nu_4 + \nu_5$	835	$F_1 + F_2$
911 (о. с.)	919 (2)	ν_7		F_2
	1029 (3)	ν_3		E
1186 (о. сл.)		$\nu_7 + \nu_{10}$	1243	$A_1 + E + F_1 + F_2$
1270 (с.)		$2\nu_8$	1272	$A_1 + E + F_2$
1471 (о. сл.)		$\nu_1 + \nu_7$	1524	F_2
1532 (сп.)		$\nu_7 + \nu_8$	1547	$A_1 + E + F_1 + F_2$
1851 (о. сл.)		$2\nu_7$	1822	$A_1 + E + F_2$

Слабые частоты инфракрасного спектра можно интерпретировать как суммарные или разностные частоты основных колебаний. Полная интерпретация спектра приведена в табл. 5, из которой видно, что при помощи частоты 370 см^{-1} , отнесенной к типу симметрии F_1 , хорошо интерпретируются две частоты инфракрасного спектра — 532 и 827 см^{-1} . Это подтверждает справедливость отнесения частоты 370 см^{-1} к основным колебаниям. Как известно, разностные частоты $\nu_k - \nu_i$ достаточно интенсивны только когда частота ν_i мала. В нашем спектре имеется только одна разностная частота $\nu_7 - \nu_5$, и в этом случае частота $\nu_5 = 370\text{ см}^{-1}$ действительно мала. Соответствующая суммарная частота $\nu_7 + \nu_5 = 1281\text{ см}^{-1}$ совпадает с интенсивным обертоном частоты ν_8 . Очень слабые частоты 1471 и 1851 см^{-1} интерпретируются не совсем удовлетворительно, что, по-видимому, объясняется не совсем точным определением их, так как частота 1471 см^{-1} приходится на крыло линии 1532 см^{-1} , а частота 1851 см^{-1} расположена в области малой дисперсии призмы NaCl и очень слаба. Не очень хорошо интерпретируется и частота 568 см^{-1} . Возможно, что эта частота является суммарной частотой от неактивного колебания типа F_1 .

Таким образом, инфракрасный и комбинационный спектры удовлетворительно интерпретируются при помощи молекулы P_4O_6 , принадлежащей к точечной группе симметрии T_d . Никакая другая модель молекулы, как было показано выше, не может объяснить колебательных спектров молекулы фосфористого ангидрида. Этот вывод находится в полном согласии с электронографическими исследованиями в парах фосфористого ангидрида [43]. Наши исследования показали, что молекулы фосфористого ангидрида в жидкости имеют такую же структуру, как и в газообразном состоянии.

ГЛАВА III

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЙ СПЕКТР И СТРУКТУРА МОЛЕКУЛЫ ФОСФОРНОГО АНГИДРИДА [29]

Фосфорный ангидрид, так же как и фосфористый, согласно представлениям Захариазена, принадлежит к числу стеклообразующих окислов. В отличие от фосфористого ангидрида, фосфорный ангидрид был получен в виде однокомпонентного стекла. По представлениям Захариазена фосфорный ангидрид как в кристаллическом, так и в стеклообразном состоянии является координационным веществом.

В первую очередь мы решили исследовать структуру кристаллической модификации фосфорного ангидрида. Результаты этого исследования и изложены в настоящей главе. Изучение структуры стеклообразного фосфорного ангидрида посредством изучения его инфракрасного и комбинационного спектров проводится в настоящее время в нашей лаборатории.

Фосфорный ангидрид в кристаллическом состоянии существует в виде двух кристаллических модификаций [45]. Одна легколетучая модификация получается из паров при комнатной температуре. Другая — труднолетучая модификация образуется из легколетучей после продолжительного нагревания ее при температуре около 500°C . Газообразная фаза фосфорного ангидрида состоит из молекул с формулой P_4O_{10} , как это было определено путем измерения плотности паров [46]. Электронографические исследования газообразного состояния, проведенные Гэмпсоном и Стосиком [47], показали, что молекула имеет формулу P_4O_{10} и принадлежит к точечной группе симметрии T_d . Изучение легколетучей модификации фосфорного ангидрида методом дифракции рентгеновских лучей показывает,

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 247

что и в твердом состоянии фосфорный ангидрид состоит из молекул P_4O_{10} , каждая из которых обладает симметрией T_d . Спектр комбинационного рассеяния известен только для легколетучей модификации фосфорного ангидрида [16]. Однако было невозможно установить структуру молекулы фосфорного ангидрида в легколетучей модификации на основании изучения одного спектра комбинационного рассеяния. Поэтому для установления структуры фосфорного ангидрида в кристаллическом состоянии при помощи его колебательных спектров необходимо было изучить его инфракрасный спектр. В литературе имеется лишь одна работа [31], в которой приводится инфракрасный спектр фосфорного ангидрида. Численных значений частот инфракрасных полос и обсуждения структуры молекулы в работе не имеется.

§ 9. Определение структуры молекулы фосфорного ангидрида по его колебательному спектру

Инфракрасный спектр фосфорного ангидрида приведен на рис. 5, з. Частоты полос поглощения вместе с оценками их интенсивности помещены в табл. 6. Из рис. 5, з и табл. 6 видно, что фосфорный ангидрид имеет

Таблица 6

Инфракрасный и комбинационный спектры фосфорного ангидрида

Инфракрасный спектр, см ⁻¹	Спектр комбинационного рассеяния [16], см ⁻¹
	257 (6)
	278 (3)
	329 (1)
	424 (6)
573 (с.)	559 (10)
	650 (2)
714 (о. сл.)	721 (6)
764 (с.)	
832 (сл.)	
843 (сл.)	
	952 (0) ш.
1015 (о. с.)	1033 (0) ш.
1140 (сл.)	
1150 (сл.)	
1200 (сл.)	
1231 (о. сл.)	
1295 (сл.)	
1390 (с.)	1386 (4)
	1417 (10)
1590 (о. сл.)	
1648 (сл.)	
	1678 (1) ш.
1713 (сл.)	

четыре сильные полосы поглощения с частотами 573, 764, 1015 и 1390 см⁻¹. Кроме того, имеется еще несколько слабых полос поглощения, которые имеют значительно меньшую интенсивность.

Для обсуждения структуры молекулы фосфорного ангидрида необходимо сопоставить результаты исследования инфракрасного и комбинационного спектров фосфорного ангидрида [16]. Частоты, полученные

в обоих спектрах, вместе с оценками их интенсивностей приведены в табл. 6. В спектре комбинационного рассеяния обнаружено двенадцать сильных частот. Частота 1678 см^{-1} слишком высока для того, чтобы принять ее за основное колебание. Представляется более правильным считать эту частоту суммарной частотой двух основных частот, например 1417 и 257 или 278 см^{-1} . Остальные одиннадцать частот спектра комбинационного рассеяния можно считать основными. В инфракрасном спектре имеются четыре сильные полосы, которые следует принять за частоты основных колебаний. Таким образом, первой характерной чертой колебательных спектров является гораздо большее число линий в спектре комбинационного рассеяния по сравнению с числом полос в инфракрасном спектре поглощения. На основании этого можно утверждать (как это было сделано с фосфористым ангидридом, см. гл. II), что молекула не может принадлежать к какой-либо из точечных групп симметрии (см. [44], табл. 35, 36 и 55): C_2 , C_s , C_3 , C_{3v} , $C_{\infty v}$, так как для этих точечных групп число линий в комбинационном спектре должно быть равно числу линий в инфракрасном спектре. Другая характерная черта спектров состоит в том, что имеются три полосы инфракрасного спектра (573 , 1015 , 1390 см^{-1}), которые присутствуют и в спектре комбинационного рассеяния. Основываясь на этом, можно утверждать, что молекула фосфорного ангидрида не может принадлежать к точечным группам симметрии C_i , C_{2h} , D_{2h} , S_6 , C_{4h} , C_{6h} , D_{3d} , D_{4d} , D_{4h} , D_{5h} , D_{6h} , $D_{\infty h}$, O_h , для которых не должно существовать частот, активных одновременно в обоих спектрах.

Еще одна особенность колебательных спектров состоит в том, что имеется одна частота 764 см^{-1} , которая присутствует в инфракрасном спектре и не имеется в спектре комбинационного рассеяния. Это может быть объяснено одной из двух причин: 1) молекула принадлежит к одной из возможных точечных групп, для которых имеются частоты, разрешенные в инфракрасном спектре, но запрещенные в спектре комбинационного рассеяния; 2) молекула принадлежит к одной из точечных групп симметрии, для которых все частоты, активные в инфракрасном спектре, активны также и в спектре комбинационного рассеяния, но частота 764 см^{-1} просто слаба в комбинационном спектре и потому не обнаружена.

Рассмотрим первую возможность. В этом случае молекула может принадлежать к одной из точечных групп симметрии D_3 , D_4 , D_5 , D_6 , C_{3h} , C_{5h} , D_{3h} , для которых имеются инфракрасные полосы, неактивные в комбинационном спектре. Можно показать [29], что любая модель молекулы, принадлежащая к одной из точечных групп, дает число частот в инфракрасном и комбинационном спектрах, сильно отличающееся от наблюдаемого.

Остается предположить, что частота 764 см^{-1} инфракрасного спектра просто слаба в спектре комбинационного рассеяния, но разрешена в нем. Тогда молекула фосфорного ангидрида может принадлежать к одной из следующих двенадцати точечных групп симметрии: C_{2v} , D_2 , C_4 , C_6 , S_4 , C_{4v} , C_{5v} , C_{6v} , D_{2d} , T , T_d . Рассмотрение конкретных моделей молекул показало, что молекула не может принадлежать к точечным группам C_{2v} , D_{2d} , C_4 , C_5 , C_6 , C_{6v} , T , так как число частот для модели, принадлежащей к одной из этих групп, слишком велико. Для моделей, принадлежащих к точечным группам S_4 , C_{4v} , C_{5v} , D_{2d} и T_d , число частот и их активность приведены в табл. 7.

В нижней строке этой таблицы приведено число частот в спектре комбинационного рассеяния, если считать, что частота 764 см^{-1} активна в комбинационном спектре, как было предположено выше.

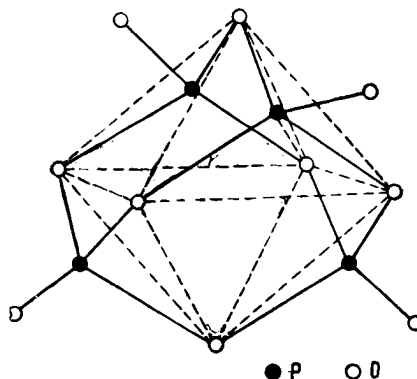
Из табл. 7 видно, что для модели C_{5v} число частот, активных в комбинационном спектре, равно девяти, что на три меньше числа частот, наблюдаемых в эксперименте. По этой причине мы можем считать, что молекула не

Таблица 7

Число частот и их активность для различных моделей молекулы фосфорного ангидрида

Группа симметрии	Число частот в спектре комбинационного рассеяния	Число частот в инфракрасном спектре	Число частот в спектрах инфракрасном + комб. рассеяния	Формула молекулы
S_4	11	7	7	P_2O_5
C_{4v}	11	8	8	P_2O_5
C_{5v}	9	6	6	P_2O_5
D_{2d}	11	7	7	P_2O_5
T_d	12	6	6	P_4O_{10}
Опыт	12	4	4	

может принадлежать к точечной группе C_{5v} . Из остальных моделей молекулы наилучшее согласие с экспериментом имеется для модели, принадлежащей к точечной группе симметрии T_d . Для этой модели имеется 12 частот, активных в комбинационном спектре, и шесть частот, активных в инфракрасном спектре. На опыте имеем 12 частот, активных в комбинационном спектре, и четыре частоты, активных в инфракрасном спектре. Две частоты инфракрасного спектра, по-видимому, приходятся на неисследованную область ниже 430 см^{-1} . Таким образом, хотя нельзя сделать однозначного выбора из пяти возможных моделей молекул, принадлежащих к одной из точечных групп симметрии, перечисленных в табл. 7, мы все же можем сказать, что наилучшее согласие с экспериментом имеется для модели молекулы, принадлежащей к группе T_d (рис. 10).

Рис. 10. Структура молекулы P_4O_{10}

Как видно из табл. 7, модель молекулы фосфорного ангидрида, принадлежащая к группе T_d , имеет формулу P_4O_{10} . Молекулы, принадлежащие к другим точечным группам, имеют формулу P_2O_5 . Напомним, что в парах фосфорного ангидрида была обнаружена молекула P_4O_{10} , принадлежащая к группе T_d [47], а при рентгенографическом исследовании [45] твердой летучей фазы фосфорного ангидрида также нашли, что она состоит из молекул P_4O_{10} с симметрией группы T_d . Таким образом, отнесение молекулы P_4O_{10} к группе симметрии T_d , произведенное на основании изучения колебательных спектров фосфорного ангидрида, получает дополнительное обоснование.

§ 10. Интерпретация спектра

Попытаемся теперь интерпретировать колебательные спектры фосфорного ангидрида, полагая, что молекула принадлежит к точечной группе симметрии T_d . Тогда молекула должна иметь три полностью симметричных

и полностью поляризованных колебания типа A_1 , активных в комбинационном спектре, три дважды вырожденных колебания типа E , активных в комбинационном спектре, три трижды вырожденных колебания типа F_1 , запрещенных в обоих спектрах, и шесть трижды вырожденных колебаний типа F_2 , разрешенных в обоих спектрах. К сожалению, в спектре комбинационного рассеяния из-за больших экспериментальных затруднений не были получены сведения о состоянии поляризации линий рассеяния [16]. Однако на основании аналогии с колебаниями молекулы $P_4O_6S_4$ [48] частоты 721 и 424 $см^{-1}$ были приписаны полносимметричным колебаниям типа A_1 . Третье колебание типа A_1 является валентным колебанием двойной связи $P = O$ и должно иметь сравнительно высокую частоту. Линия 1417 $см^{-1}$ была приписана колебаниям типа A_1 , так как она обладает высокой интенсивностью и ее частота близка к валентной частоте двойной связи $P = O$ (1290 $см^{-1}$). Несколько большее значение частоты по сравнению с обычной валентной частотой двойной связи объясняется тем, что связь $P = O$ в молекуле P_4O_{10} является как бы промежуточной между двойной и тройной связями. Это подтверждается и изучением дифракции электронов [47], согласно которому межатомное расстояние $P = O$, равное 1,39 Å, слишком коротко для двойной связи.

Проведенное нами исследование инфракрасного спектра фосфорного ангидрида позволяет отыскать некоторые из частот типа F_2 . Очевидно, частоты типа F_2 являются наиболее сильными частотами в инфракрасном спектре, а именно: 1390, 1015 и 573 $см^{-1}$. Соответствующие частоты имеются и в комбинационном спектре: 1386, 1033, 764 и 559 $см^{-1}$. Частота 764 $см^{-1}$ не наблюдается в спектре комбинационного рассеяния. Вероятно, при этом колебании поляризуемость молекулы меняется незначительно. Плохое совпадение полосы 1015 $см^{-1}$ инфракрасного спектра и полосы 1033 $см^{-1}$ комбинационного спектра объясняется тем, что эта полоса имеет значительную ширину и слаба в комбинационном спектре и поэтому положение ее максимума определено с небольшой точностью. Еще два колебания типа F_2 расположены, по всей вероятности, в неисследованной области частот, т. е. ниже 430 $см^{-1}$.

В спектре комбинационного рассеяния в этой области расположены частоты: 424, 329, 278 и 257 $см^{-1}$. Одна из этих частот (424 $см^{-1}$) уже была отнесена к полносимметричному колебанию типа A_1 . Из трех оставшихся частот две должны принадлежать трижды вырожденным колебаниям типа F_2 и одна дважды вырожденному колебанию типа E .

Мало вероятно, чтобы частоты одинакового типа симметрии были расположены так близко, как частоты 278 и 257 $см^{-1}$. Поэтому одну из этих частот следует приписать к дважды вырожденному колебанию типа E . Если исходить из аналогии с колебаниями молекулы P_4O_6 [15], то одна частота типа E_2 должна быть самой низкой. Таким образом, получаем: частоты типа F_2 — 329 и 257 $см^{-1}$, частота 278 $см^{-1}$ относится к дважды вырожденным колебаниям типа E . Две оставшиеся линии спектра комбинационного рассеяния 650 и 952 $см^{-1}$ следует отнести, очевидно, к дважды вырожденным колебаниям типа E .

Слабые частоты инфракрасного спектра могут быть представлены как суммы и разности основных частот или их обертоны. Интерпретация всех частот инфракрасного и комбинационного спектров представлена в табл. 8.

Как видно из табл. 8, частота 1140 $см^{-1}$ интерпретируется как разностная частота; причем частота, которая вычитается, мала, как и следует ожидать, для такой частоты. В спектре присутствует соответствующая суммарная частота (1648 $см^{-1}$). Другие частоты инфракрасного спектра удовлетворительно интерпретируются как суммарные частоты и обертоны двенадцати основных колебаний.

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 251

Таблица 8

Интерпретация инфракрасного и комбинационного спектров молекулы
фосфорного ангидрида

Инфракрасный спектр, см^{-1}	Спектр комбинационного рассеяния, см^{-1}	Интерпретация	Вычисленное значение частоты, см^{-1}	Тип симметрии верхнего колебательного состояния
	257 (6)	ν_{12}		F_2
	278 (3)	ν_6		E
	329 (4)	ν_{11}		F_2
	424 (6)	ν_8		A_1
573 (с.)	559 (10)	ν_{10}		F_2
	650 (2)	ν_5		E
714 (о. сл.)	721 (6)	ν_2		A_1
764 (с.)		ν_9		F_2
832 (сл.)		$\nu_{10} + \nu_{12}$	830	$A_1 + E + F_1 + F_2$
843 (сл.)		$\nu_{10} + \nu_6$	851	$F_1 + F_2$
	952 (0)	ν_4		E
1015 (о. с.)	1033 (0)	ν_8		F_2
1140 (сл.)		$\nu_7 - \nu_{12}$	1133	$A_1 + E + F_1 + F_2$
1150 (сл.)		$2\nu_{10}$	1146	$A_1 + E + F_2$
1200 (сл.)		$\nu_4 + \nu_{12}$	1209	$F_1 + F_2$
1231 (о. сл.)		$\nu_5 + \nu_{10}$	1223	$F_1 + F_2$
1295 (сл.)		$\nu_2 + \nu_{10}$	1294	F_2
1390 (с.)	1386 (4)	ν_7		F_2
	1417 (10)	ν_1		A_1
1590 (о. сл.)		$\nu_8 + \nu_{10}$	1588	$A_1 + E + F_1 + F_2$
1648 (сл.)		$\nu_7 + \nu_{12}$	1647	$A_1 + E + F_1 + F_2$
	1678 (1)	$\nu_1 + \nu_{12}$	1674	F_2
1713 (сл.)		$\nu_4 + \nu_9$	1716	$F_1 + F_2$

Таким образом, инфракрасный и комбинационный спектры фосфорного ангидрида удовлетворительно объясняются при помощи модели молекулы P_4O_{10} , принадлежащей к точечной группе симметрии T_d . Это находится в хорошем согласии с рентгенографическими исследованиями [45], согласно которым твердый фосфорный ангидрид состоит из молекул P_4O_{10} , имеющих симметрию T_d .

ГЛАВА IV

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЙ СПЕКТР И СТРУКТУРА МОЛЕКУЛЫ
БОРНОГО АНГИДРИДА [49]

Борный ангидрид является одним из лучших стеклообразователей. До последнего времени борный ангидрид получался только в виде стекла, тогда как другие стеклообразующие окислы (как, например, SiO_2 , GeO_2 , As_2O_3 , As_2O_5 и P_2O_5) были известны не только в стеклообразном, но и в кристаллическом состояниях. Лишь сравнительно недавно [50] удалось получить борный ангидрид в поликристаллическом состоянии.

Структура стеклообразного борного ангидрида до сих пор точно не установлена. Согласно предположению Захариазена, борный ангидрид

имеет координационную структуру, в которой отсутствуют отдельные молекулы [2]. Однако целый ряд экспериментальных данных не может быть согласован с предположением о координационной структуре стеклообразного борного ангидрида [8].

Сравнение различных свойств борного ангидрида со свойствами других веществ и анализ этих свойств, проведенный Фаянсом и Барбером [8], показывает, что молярная рефракция, температура плавления, поверхностное натяжение, термическое расширение, вязкость, температурная зависимость теплоемкости борного ангидрида могут быть объяснены только в том случае, если предположить, что борный ангидрид имеет молекулярную структуру.

Аргументация Фаянса и Барбера в пользу молекулярной структуры борного ангидрида основана на обширном фактическом материале о его физических свойствах и настолько основательна, что позволяет нам при интерпретации наших результатов принимать их гипотезу. Поэтому при дальнейшем обсуждении будем основываться на предположении о молекулярной структуре борного ангидрида. Если при помощи молекулярной модели удастся удовлетворительно объяснить колебательный спектр борного ангидрида, то наши данные можно будет рассматривать как подтверждающие предположение о молекулярной структуре борного ангидрида.

§ 11. Структура молекулы борного ангидрида

Для обсуждения полученных результатов данные по инфракрасному и комбинационному спектрам борного ангидрида сведены в табл. 9. Прежде всего, из обнаруженных в обоих спектрах частот необходимо выбрать частоты основных колебаний. Как известно, частоты основных колебаний, как правило, должны быть наиболее интенсивными.

В инфракрасном спектре борного ангидрида (см. рис. 5, а) обнаружено три полосы с частотами 1330, 1260 и 718 см^{-1} , которые уже в очень тонком слое вещества имеют большие интенсивности поглощения. Эти три частоты инфракрасного спектра следует считать основными. Остальные частоты инфракрасного спектра слабы даже в толстых слоях вещества и поэтому не могут принадлежать к разрешенным основным колебаниям молекулы. Вряд ли можно ожидать, что в неисследованной части спектра, т. е. ниже 430 см^{-1} , также имеются основные частоты, так как молекула борного ангидрида состоит из легких атомов.

В спектре комбинационного рассеяния имеется восемь частот: 470, 508, 670, 725, 808, 1260, 1330 и 1500 см^{-1} , интенсивности которых оценены не ниже чем средние. Все эти частоты можно считать принадлежащими к основным колебаниям молекулы, хотя возможно, что некоторые из этих частот имеют повышенную интенсивность вследствие резонанса Ферми (например, частоты 470 и 508 см^{-1}) и принадлежат составным тонам или обертонам основных колебаний.

Кроме того, среди слабых полос комбинационного спектра могут находиться одна или несколько частот основных колебаний. Таким образом, в спектре комбинационного рассеяния следует считать основными семь или более частот.

Сравним теперь инфракрасный и комбинационный спектры стеклообразного борного ангидрида. Прежде всего, из этого сравнения очевидно, что число основных частот в спектре комбинационного рассеяния (семь или более) значительно превышает число частот в инфракрасном спектре поглощения (три). Из этого можно заключить, что молекула не может принадлежать к точечным группам с низкой симметрией: C_2 , C_S , C_3 ,

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 253

C_{3v} , $C_{\infty v}$, для которых все основные частоты должны быть активны в обоих спектрах.

Наиболее интенсивная полоса инфракрасного спектра 1260 см^{-1} в спектре комбинационного рассеяния проявляется так же, как интенсивная

Таблица 9

Комбинационный и инфракрасный спектры борного ангидрида

Комбинационный спектр		Инфракрасный спектр	
Частота, см^{-1}	Оценка интенсивности	Частота, см^{-1}	Оценка интенсивности
225	(о. сл.)		
280	(о. сл.)		
365—410	(сл.)		
470	(сп.)		
508	(сп.)		
605	(сл.)		
670	(сп.)		
725	(сп.)	718	(с.)
		765	(о. сл.)
808	(о. с.)	810	(сл.)
915	(о. сл.)		
		960	(о. сл.)
1035	(сл.)	1040	(сл.)
		1095	(о. сл.)
1125	(о. сл.)		
1258	(с.)	1260	(о. с.)
1330	(сп.)	1330	(с.)
1380	(сл.)		
1430—1560	(сп.)		
1730—1860	(сл.)	1800	(сл.)
		2070	(сл.)
		2220	(сл.)
		2545	(сл.)
		2750	(сл.)

полоса с частотой 1258 см^{-1} . Частоту 718 см^{-1} инфракрасного спектра можно считать в пределах ошибок опыта совпадающей с частотой 725 см^{-1} спектра комбинационного рассеяния.

Совпадение двух основных частот инфракрасного спектра с двумя основными частотами спектра комбинационного рассеяния говорит о том, что молекула не может принадлежать к точечным группам, имеющим центр симметрии, или к тем точечным группам, для которых линии инфракрасного спектра запрещены в комбинационном спектре, а линии комбинационного спектра запрещены в инфракрасном спектре (точечные группы симметрии: C_i , C_{2h} , $D_{2h} \equiv V_h$, S_6 , C_{4h} , C_{6h} , D_{3d} , D_{4d} , D_{4h} , D_{5h} , D_{6h} , $D_{\infty h}$, O_h).

В инфракрасном спектре на высокочастотном крыле полосы 1260 см^{-1} находится сильная полоса, частота которой была определена примерно в 1330 см^{-1} . Так как точность определения этой частоты невелика, то

нельзя сказать, совпадает ли эта частота с линией 1330 см^{-1} спектра комбинационного рассеяния или расходится с ней. Если считать, что частоты в обоих спектрах совпадают, то не имеется ни одной основной частоты, которая была бы активна только в инфракрасном спектре. И, следовательно, в этом случае молекула не может принадлежать ни к одной из точечных групп: D_3 , D_4 , D_5 , D_6 , C_{3h} , C_{5h} , D_{3h} , для которых имеются частоты, разрешенные только в инфракрасном спектре.

Если же считать, что частота $\sim 1330\text{ см}^{-1}$ инфракрасного спектра не совпадает с соответствующей частотой спектра комбинационного рассеяния, то молекула борного ангидрида должна принадлежать к одной из перечисленных выше семи точечных групп.

Рассмотрим подробнее эту возможность. Для каждой из семи точечных групп можно рассмотреть конкретную модель молекулы и подсчитать число частот, активных в инфракрасном и комбинационном спектрах. Результаты такого подсчета представлены в табл. 10.

Таблица 10

Правила отбора для некоторых моделей молекулы

Группа симметрии	Формула молекулы	Число частот, активных только в инфракрасном спектре	Общее число частот, активных в инфракрасном спектре	Число частот, активных в спектре комбинационного рассеяния
D_3	B_4O_6	3	11	13
D_4	B_6O_9	5	15	24
D_6	B_8O_{12}	4	13	23
C_{3h}	B_4O_6	3	8	11
D_{3h}	B_2O_3	1	3	5
D_{3h}	B_4O_6	2	7	12
Опыт			3	7—8

В этой же таблице указана также химическая формула молекулы. Число атомов в молекуле выбрано таким образом, чтобы можно было построить модель молекулы, принадлежащую к данной точечной группе из минимального их числа и чтобы она имела состав $(B_2O_3)_n$, где n — целое число. К каждой точечной группе, вообще говоря, может принадлежать несколько различных моделей молекулы. Из них в табл. 10 были включены данные только для той модели молекулы, которая дает минимальное число частот в инфракрасном спектре.

Как видно из табл. 10, модели молекул, принадлежащие к точечным группам D_3 , D_4 , D_6 , C_{3h} и D_{3h} (B_4O_6), дают слишком большое число частот в инфракрасном и комбинационном спектрах по сравнению с экспериментом и поэтому должны быть отброшены. Подсчет числа частот для моделей D_5 и C_{5h} не производился ввиду отсутствия соответствующих таблиц в книге Герцберга [44]. Можно, однако, с достаточной уверенностью предположить, что число частот для этих моделей будет не меньше, чем для моделей D_3 и C_{3h} соответственно, так как число атомов возрастает в обоих случаях, а симметрия при переходе к группам D_5 и C_{5h} повышается лишь в небольшой мере. Это означает, что модели D_5 и C_{5h} также дадут сильное расхождение с экспериментальными данными и поэтому должны быть отброшены.

Хорошее совпадение числа инфракрасных частот с экспериментом дает модель D_{3h} (B_2O_3), однако число частот в спектре комбинационного

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 255

рассеяния для этой модели равно пяти вместо семи-восьми, наблюдаемых в эксперименте. На основании этого факта можно считать, что модель молекулы, принадлежащая к точечной группе симметрии D_{3h} , не подтверждается экспериментом. Кроме того, при помощи шести основных частот, которые дает модель D_{3h} , невозможно интерпретировать остальные 19 частот инфракрасного и комбинационного спектров как суммы, разности или обертоны этих шести частот.

Таким образом, предположение о том, что частота $\sim 1330 \text{ см}^{-1}$ не совпадает с соответствующей частотой спектра комбинационного рассеяния, не может быть принято. Необходимо предположить, что частота $\sim 1330 \text{ см}^{-1}$ инфракрасного спектра совпадает с частотой 1330 см^{-1} спектра комбинационного рассеяния.

В таком случае все три основные частоты инфракрасного спектра присутствуют также и в спектре комбинационного рассеяния, а это означает, что молекула борного ангидрида должна принадлежать к одной из следующих двенадцати точечных групп: C_{2v} , D_2 , C_4 , C_5 , C_6 , S_4 , C_{4v} , C_{5v} , C_{6v} , D_{2d} , T , T_d .

Для этих точечных групп можно для каждой модели молекулы подсчитать число частот в инфракрасном и комбинационном спектрах. Результаты такого подсчета представлены в табл. 11. Из всех возможных мо-

Таблица 11

Правила отбора для различных структурных моделей молекул борного ангидрида

Группа симметрии	Формула молекулы	Число частот, активных в инфракрасном спектре	Число частот, активных в спектре комбинационного рассеяния
C_{2v}	B_2O_3	8	9
D_2	B_2O_3	7	9
C_4	B_4O_6	12	18
C_5	B_4O_6	12	15
C_6	B_4O_6	10	13
S_4	B_4O_6	12	17
C_{4v}	B_4O_6	11	17
C_{5v}	B_4O_6	12	15
C_{6v}	B_4O_6	10	13
D_{2d}	B_4O_6	10	17
T	B_8O_{12}	13	23
T_d	B_4O_6	4	8
T_d	B_8O_{12}	9	17
Опыт		3	8

делей молекулы, принадлежащих к данной точечной группе, в табл. 11 вошли данные только для той модели, которая дает минимальное число частот в инфракрасном спектре.

Рассмотрение таблицы показывает, что только для модели молекулы, имеющей формулу B_4O_6 и принадлежащей к точечной группе симметрии T_d , число частот в инфракрасном спектре (четыре) и комбинационном спектре (восемь) близко к числу частот, наблюдаемых экспериментально:

три в инфракрасном спектре и восемь в спектре комбинационного рассеяния. Все другие модели молекулы дают число частот, особенно в инфракрасном спектре, сильно отличающееся от наблюдаемого.

§ 12. Интерпретация колебательного спектра молекулы борного ангидрида

Выше было показано, что молекула борного ангидрида должна иметь химическую формулу B_4O_6 и принадлежать к точечной группе симметрии T_d . Строение такой молекулы изображено на рис. 11. Атомы бора расположены в вершинах тетраэдра, а атомы кислорода на прямых, соединяющих центр тетраэдра с серединами сторон этого тетраэдра.

Как и в случае фосфористого ангидрида, молекула имеет следующие типы симметрии колебаний: $A_1 - 2$, $E - 2$, $F_1 - 2$, $F_2 - 4$.

Для отыскания частот, принадлежащих этим типам симметрии, среди наблюдаемых можно было бы применить обычный метод, основанный на

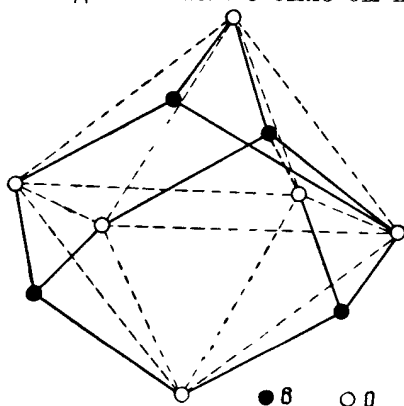


Рис. 11. Структура молекулы B_4O_6

сопоставлении активности полос в инфракрасном и комбинационном спектрах. Однако в данном случае этот метод не дает однозначных результатов. В частности, встречается известное затруднение выбор основных частот из общего их числа. Поэтому желательно было провести хотя бы грубый расчет частот колебаний молекулы. Для этой цели были применены вековые уравнения, выведенные в предположении валентно-силовой модели для молекул уротропина $N_4(CH_2)_6$, имеющих симметрию T_d [51].

Благодаря высокой симметрии молекулы в выражения потенциальной энергии молекулы входят всего лишь

три силовые постоянные: валентная постоянная f связи $B - O$ и деформационные постоянные d и g углов OBO и BOB соответственно. Для каждого типа симметрии колебаний имеется свое вековое уравнение, для типов симметрии A_1 , E , F_1 — уравнения второго порядка относительно квадрата частоты, для типа F_2 — уравнение четвертого порядка.

Чтобы использовать эти уравнения для вычисления силовых постоянных и частот молекулы B_4O_6 , необходимо знать углы между связями. В уротропине и других органических молекулах углы между связями тетраэдрические или близки к ним. В фосфористом ангидриде отклонения от тетраэдрических углов достигают десяти градусов [43].

Известно, что атом бора имеет валентности, как правило, направленные под углом 120° , а атом кислорода — валентности, направленные под углом 90° [52]. При соединении атомов бора и кислорода в молекулу угол OBO несколько уменьшится, а угол BOB несколько увеличится по сравнению с обычным. Можно предполагать, что мы не сделаем большой ошибки, если положим эти углы равными тетраэдрическим. При этом следует иметь в виду, что небольшое отклонение величины угла от истинного не может сильно исказить результаты расчета [44]. Кроме того, так как цель настоящего расчета состоит в отыскании основных частот, то можно провести расчет и без точного знания углов между связями. Массы атомов молекулы уротропина ($N - 14$ и $CH_2 - 14$) близки к массам атомов молекулы борного ангидрида ($B - 11$ и $O - 16$). При одинаковом характере связей это

означает, что должны быть близкими силовые постоянные, а следовательно, и соответствующие частоты обеих молекул.

При расчете частот скелета молекулы уротропина три частоты: 1041, 782 и 465 см^{-1} , были взяты для определения трех силовых постоянных. Частоты 1041 и 782 см^{-1} принадлежат к типу симметрии A_1 , а частота 465 см^{-1} к типу E . Аналогичные частоты имеются и у молекулы борного ангидрида. Это частоты 1035, 808 и 470 см^{-1} . Частоты 808 см^{-1} спектра комбинационного рассеяния наиболее интенсивна и поляризована и поэтому, бесспорно, принадлежит к типу A_1 , частота 470 см^{-1} активна только в спектре комбинационного рассеяния, и поэтому должна быть отнесена к типу E . Хотя линия с частотой 1035 см^{-1} и является слабой в спектре комбинационного рассеяния, она все-таки отнесена нами к типу A_1 , так как наиболее близка к аналогичной частоте (1041 см^{-1}) уротропина. Другие линии — 1125 и 915 см^{-1} , находящиеся в этой же области частот, еще слабее, чем линия 1035 см^{-1} борного ангидрида.

Используя эти частоты, мы рассчитали ¹ силовые постоянные молекулы борного ангидрида f , d и g при помощи уравнений, приведенных в работе [51]. Эти постоянные оказались равными: $f = 5,852 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$; $d = 0,644 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$; $g = 0,590 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$. При помощи силовых постоянных были получены частоты других основных колебаний молекулы:

$$\begin{array}{ll} \text{типа } E & \nu_3 = 1372 \text{ см}^{-1}; \\ \text{типа } F_1 & \nu_5 = 1505 \text{ см}^{-1}; \quad \nu_6 = 383 \text{ см}^{-1}; \\ \text{типа } F_2 & \left\{ \begin{array}{ll} \nu_7 = 1428 \text{ см}^{-1}; & \nu_8 = 1059 \text{ см}^{-1}; \\ \nu_9 = 671 \text{ см}^{-1}; & \nu_{10} = 671 \text{ см}^{-1}. \end{array} \right. \end{array}$$

Приведенный расчет позволяет отыскать основные частоты молекулы борного ангидрида среди наблюдаемых. Частота $\nu_3 = 1372 \text{ см}^{-1}$ типа E должна быть активна только в спектре комбинационного рассеяния. Наиболее сильной и близкой по частоте к рассчитанной (1372 см^{-1}) в спектре комбинационного рассеяния является полоса 1430—1560 см^{-1} , не проявляющаяся в инфракрасном спектре. Колебания типа F_2 активны в обоих спектрах, им можно сопоставить частоты 1330 (1428), 1260 (1059) и 718 (671) см^{-1} . В спектре комбинационного рассеяния имеется частота 670 см^{-1} , которая совпадает с рассчитанным значением 671 см^{-1} ; ее также следует отнести к типу симметрии F_2 .

С вычисленной частотой 383 см^{-1} типа F_1 , которая запрещена в обоих спектрах, можно сопоставить очень слабую полосу 365—410 см^{-1} спектра комбинационного рассеяния. Она появляется в спектре комбинационного рассеяния вследствие нарушения правил отбора. Другое колебание типа F_1 , согласно расчету, имеет частоту $\nu_5 = 1505 \text{ см}^{-1}$, что совпадает с широкой полосой ν_3 , простирающейся в спектре комбинационного рассеяния от 1430 до 1560 см^{-1} .

Сопоставление вычисленных и наблюдаемых частот (в см^{-1}) приводится ниже:

	ν_3	ν_7	ν_8	ν_9	ν_{10}	ν_5	ν_6
Вычисленные	1372	1428	1059	671	671	1505	383
Наблюдаемые	1500	1330	1260	718	670	1430—1560	365—410
Тип симметрии	E	F_2	F_2	F_2	F_2	F_1	F_1

Как видно, для одной частоты 1260 см^{-1} имеется расхождение в 16 % с вычисленным значением 1059 см^{-1} , для других частот расхождение

¹ Подробности расчета силовых постоянных и частот молекулы борного ангидрида приведены в приложении.

вычисленных и наблюдаемых значений не превышает 10%. Так как валентно-силовая модель является довольно грубым приближением, а истинное значение углов между связями неизвестно, то подобное совпадение вычисленных и наблюдаемых значений следует считать удовлетворительным для целей отыскания основных частот в спектре.

Итак, семь наиболее сильных частот спектра комбинационного рассеяния и три наиболее сильные частоты инфракрасного спектра интерпретированы как основные (табл. 12). Одна частота средней интенсивности спектра комбинационного рассеяния — 508 см^{-1} близка к частоте 470 см^{-1} типа E . Можно предполагать, что эта частота является разностной частотой, интенсивность которой усилена за счет резонанса Ферми с частотой

Таблица 12

Инфракрасный и комбинационный спектры борного ангидрида и их интерпретация

Спектр комбинационного рассеяния, см^{-1}	Инфракрасный спектр, см^{-1}	Интерпретация	Вычисленное значение частоты	Тип симметрии верхнего колебательного состояния
225 (о. сл.)		$\nu_1 - \nu_2$	227	A_1
280 (о. сл.)		$\nu_{10} - \nu_6$	290	$A_2 + E + F_1 + F_2$
380 (сл.)		ν_6		F_1
470 (ср.)		ν_4		E
508 (ср.)		$\nu_3 - \nu_1$	470	E
605 (сл.)		$\nu_7 - \nu_9$	610	$A_1 + E + F_1 + F_2$
670 (ср.)		ν_{10}		F_2
725 (ср.)	718 (с.)	ν_9		F_2
	765 (о. сл.)	$2\nu_6$	760	$A_1 + E + F_2$
808 (о. с.)	810 (сл.)	ν_2		A_1
915 (о. сл.)		$2\nu_4$	940	$A_1 + E$
	960 (о. сл.)	$\nu_4 + \nu_6$	950	$A_2 + E + F_1 + F_2$
1035 (сл.)	1040 (сл.)	ν_1		A_1
	1095 (о. сл.)	$\nu_9 - \nu_6$	1100	$A_2 + E + F_1 + F_2$
1125 (о. сл.)		$\nu_{10} + \nu_4$	1140	$F_1 + F_2$
1258 (с.)	1260 (о. с.)	ν_8		F_2
1330 (ср.)	1330 (с.)	ν_7		F_2
1380 (сл.)		$\nu_9 + \nu_{10}$	1390	$A_1 + E + F_1 + F_2$
1500 (ср.)		ν_3		E
1730—	1800 (сл.)	$\nu_7 + \nu_4$	1800	$F_1 + F_2$
1860 (сл.)				
	2070 (сл.)	$\nu_9 + \nu_7$	2050	$A_1 + E + F_1 + F_2$
	2220 (сл.)	$\nu_3 + \nu_9$	2220	$F_1 + F_2$
	2545 (сл.)	$2\nu_8$	2520	$A_1 + E + F_2$
	2750 (сл.)	$\nu_8 + \nu_3$	2760	$F_1 + F_2$

470 см^{-1} . Действительно, разностная частота $\nu_3 - \nu_1$ простирается от 395 до 525 см^{-1} и имеет тип симметрии E и, следовательно, может иметь резонансное взаимодействие с частотой 470 см^{-1} типа E .

После того, как идентифицированы основные колебания, слабые частоты инфракрасного и комбинационного спектров могут быть представлены как первые обертоны и суммарные, и разностные комбинации основных колебаний. В табл. 12 представлены результаты интерпретации наблюдаемых частот молекулы борного ангидрида. Не исключена возможность того,

что некоторые из слабых частот могут быть интерпретированы не так, как указано в этой таблице, а каким-либо иным образом.

Расхождение между наблюдаемыми и вычисленными значениями слабых частот инфракрасного и комбинационного спектров не превышает 25 см^{-1} . Учитывая, что полосы борного ангидрида довольно широки и точность определения слабых частот, особенно в спектре комбинационного рассеяния, невелика, следует считать подобное совпадение частот удовлетворительным.

Как было отмечено выше, слабая полоса $365\text{—}410\text{ см}^{-1}$ спектра комбинационного рассеяния может быть отнесена к основному колебанию типа F_1 , проявляющемуся в спектре комбинационного рассеяния в результате нарушения правил отбора. То обстоятельство, что некоторые из слабых частот могут быть представлены в виде составных тонов при помощи этой частоты, подтверждает такое предположение.

Нарушение правил отбора сказывается также в том, что частоты типа симметрии A_1 — 808 и 1035 см^{-1} проявляются в виде слабых полос в инфракрасном спектре, где они запрещены.

Можно показать, что появление этих линий в инфракрасном спектре можно рассматривать лишь как результат нарушения правил отбора. Действительно, если считать, что эти линии разрешены правилами отбора в инфракрасном спектре, то так как эти линии полносимметричны (линия 808 см^{-1} поляризована), молекула должна принадлежать к одной из точечных групп, для которых полносимметричные линии разрешены в инфракрасном спектре.

Точечные группы, для которых полносимметричные колебания активны также и в инфракрасном спектре, мы разобьем на два класса. К первому классу отнесем точечные группы с низкой симметрией: C_2 , C_s , C_3 , C_{3v} , $C_{\infty v}$. Для этих точечных групп все частоты должны быть активны и в инфракрасном, и в комбинационном спектрах. Так как в комбинационном спектре борного ангидрида имеется целый ряд частот (1500 , 670 , 508 и 470 см^{-1}), которые не активны в инфракрасном спектре, то молекула не может принадлежать ни к одной из этих точечных групп.

Ко второму классу отнесем точечные группы C_{2v} , C_4 , C_6 , C_3 , C_{4v} , C_{6v} , S_4 . В табл. 11 приводятся правила отбора для этих точечных групп. Если считать, что в инфракрасном спектре имеются пять основных частот (три сильных и слабые частоты 808 и 1035 см^{-1}), то для всех этих точечных групп число частот в инфракрасном спектре слишком велико по сравнению с наблюдаемым. Таким образом, появление частоты 808 см^{-1} в инфракрасном спектре может быть объяснено только нарушением правил отбора.

Нарушение правил отбора говорит о некотором искажении симметрии молекулы вследствие сильного межмолекулярного взаимодействия. Подобные нарушения правил отбора нередки, например, они имеют место в жидком бензоле [44]. Появление полносимметричной линии 882 см^{-1} в инфракрасном спектре борной кислоты есть также результат нарушения правил отбора из-за межмолекулярного взаимодействия [30, 53].

На сильное взаимодействие молекул борного ангидрида указывает также его высокая температура плавления ($\sim 500^\circ\text{C}$).

Дальнейшее доказательство наличия сильного межмолекулярного взаимодействия дает изучение степени деполаризации линии 808 см^{-1} . Эта наиболее интенсивная частота спектра комбинационного рассеяния относится к типу симметрии A_1 и должна быть полностью поляризованной, так как молекула принадлежит к точечной группе симметрии T_d [44]. Измерение степени деполаризации ρ этой линии было проведено в нашей лаборатории Обуховым-Денисовым и Черемисиновым, которые

получили в стеклообразном состоянии $\rho = 0,63$, а в жидком состоянии при температуре 600°C $\rho = 0,5$. Однако аналогичные измерения, проведенные Аран [54], дали для стеклообразного состояния $\rho = 1$, а для жидкого состояния $\rho = 0,2$. Значительное отклонение величины ρ от теоретического значения $\rho = 0$ в стеклообразном состоянии объясняется влиянием натяжений в стекле. Небольшое отклонение ρ от теоретического значения в жидком состоянии, полученное Харанд, может быть объяснено следующим образом. Известно, что для всех точечных групп, за исключением кубических, полносимметричные деформационные колебания полностью деполаризованы ($\rho = \frac{6}{7}$ [55]). Колебание с частотой 808 см^{-1} является в значительной степени деформационным. В этом можно убедиться из расчета изотопического эффекта указанной частоты для молекул $\text{B}_4^{11}\text{O}_6$ и $\text{B}_4^{10}\text{O}_6$. Оказывается, что изотопическое смещение очень мало (4 см^{-1}). А это означает, что атомы бора почти не движутся, а атомы кислорода колеблются со значительной амплитудой. При таком колебании угол BOB будет значительно деформироваться. Следовательно, колебание с частотой 808 см^{-1} в значительной степени деформационное.

За счет сильного межмолекулярного взаимодействия симметрия молекулы B_4O_6 несколько искажается, а искаженная молекула уже не имеет симметрии T_d . Это искажение симметрии молекулы мало влияет на частоты молекулы и в значительной степени влияет на поляризацию и интенсивность. В результате этого степень деполаризации частично деформационного колебания с частотой 808 см^{-1} несколько отличается от нуля.

Следует отметить, что вторая полносимметричная линия 1035 см^{-1} имеет слабую интенсивность. Аналогичное положение встречается и в случае фосфористого ангидрида [15], в котором обнаружена только одна очень интенсивная и поляризованная линия 613 см^{-1} . Этот факт можно, по-видимому, объяснить следующим образом. При одном полносимметричном колебании молекулы типа X_4Y_6 все атомы X и Y движутся одновременно от центра или к центру молекулы. При другом колебании, если атомы X движутся к центру молекулы, то одновременно атомы Y движутся от центра молекулы. При колебании первого типа поляризуемость молекулы меняется очень сильно, что ведет к появлению интенсивной линии в спектре комбинационного рассеяния (808 см^{-1} в B_4O_6 и 613 см^{-1} в P_4O_6). При колебании второго типа поляризуемости молекулы для двух противоположных фаз движения мало отличаются, что ведет к появлению лишь слабой линии 1035 см^{-1} в борном ангидриде, а в фосфористом ангидриде эта линия, по всей вероятности, не обнаружена.

Однако сходство между колебательными спектрами фосфористого и борного ангидридов не исчерпывается только тем, что в комбинационных спектрах обоих веществ имеется по одной сильной полносимметричной линии. В комбинационном спектре борного ангидрида имеются три сильные линии 1500 , 1330 и 1260 см^{-1} , частоты которых выше, чем частота сильной полносимметричной линии 808 см^{-1} . В комбинационном спектре фосфористого ангидрида также имеются три сильные линии — 1029 , 919 и 643 см^{-1} , частоты которых выше, чем частота сильной полносимметричной линии 613 см^{-1} . В обоих случаях самая высокая из этих трех частот активна только в комбинационном спектре, а две другие активны также и в инфракрасном спектре. Ниже линии 613 см^{-1} в комбинационном спектре фосфористого ангидрида имеются три сильные линии с частотами 465 , 407 и 302 см^{-1} . В комбинационном спектре борного ангидрида ниже линии 808 см^{-1} расположены также три сильные основные линии 720 , 670 и 470 см^{-1} . Четвертая сильная линия 508 см^{-1} является составным тоном, усиленным вследствие резонанса Ферми. Таким образом, между спектрами борного

и фосфористого ангидридов имеет место значительное сходство. Это сходство неудивительно, так как молекулы фосфористого и борного ангидридов имеют одинаковые химические формулы (X_4Y_6) и принадлежат к одной и той же точечной группе симметрии T_d .

Проведенное выше обсуждение показывает, что колебательный спектр борного ангидрида может быть удовлетворительно интерпретирован на основе предположения о том, что борный ангидрид состоит из молекул B_4O_6 , имеющих симметрию T_d и связанных между собой сильным межмолекулярным взаимодействием.

§ 13. Изотопическое смещение

Ввиду того, что изучение колебательных спектров изотопических молекул дает дополнительные сведения о структуре молекулы и помогает провести интерпретацию частот, был получен инфракрасный спектр борного ангидрида, обогащенного изотопом B^{10} (см. рис. 5, б).

Борный ангидрид, обогащенный изотопом B^{10} , имел следующее процентное содержание изотопов бора: B^{10} — 71 %, B^{11} — 29 %. В естественной смеси содержание изотопов: B^{10} — 18,83 %, B^{11} — 81,17 %.

При переходе от естественной смеси изотопов к смеси, обогащенной изотопом B^{10} , было наблюдеено изотопическое смещение у двух полос инфракрасного спектра борного ангидрида: у полосы 1260 см^{-1} на 21 см^{-1} и у полосы 718 см^{-1} на 6 см^{-1} . Частота $\sim 1330\text{ см}^{-1}$ приходится на крыло линии 1260 см^{-1} , поэтому изотопическое смещение этой полосы не наблюдеено. Как в обычном борном ангидриде, так и в борном ангидриде, обогащенном изотопом B^{10} , имеется пять различных изотопических молекул.

Процентное содержание изотопических молекул дается в табл. 13.

Таблица 13

Тип молекулы	$B_4^{11}O_6$	$B_3^{11}B^{10}O_6$	$B_2^{11}B_2^{10}O_6$	$B^{11}B_3^{10}O_6$	$B_4^{10}O_6$
Естественная смесь	43,4	40,2	14,1	2,2	0,1
Обогащенная смесь	0,7	6,9	25,4	41,6	25,4

При помощи тех же формул, которые были использованы для расчета частот молекулы $B_4^{11}O_6$, можно вычислить частоты молекулы $B_4^{10}O_6$. Рассчитанный изотопический сдвиг между частотами молекул $B_4^{11}O_6$ и $B_4^{10}O_6$ для колебаний различных типов симметрии приводится ниже.

Частоты	ν_1	ν_2	ν_3	ν_4	ν_7	ν_8	ν_9	ν_{10}
Изотопический сдвиг, см^{-1}	48	4	52	5	38	33	12	12

Молекулы $B_3^{11}B^{10}O_6$ и $B^{11}B_3^{10}O_6$ уже не обладают симметрией T_d , а имеют симметрию C_{3v} , поэтому каждое трижды вырожденное колебание этих молекул расщепляется на два колебания.

В молекуле $B_2^{11}B_2^{10}O_6$, имеющей симметрию C_{2v} , каждое трижды вырожденное колебание расщепляется на три колебания. Из-за отсутствия вековых уравнений для молекул типа X_3YZ_6 и $X_2Y_2Z_6$, принадлежащих к группам C_{3v} и C_{2v} соответственно, мы не произвели расчет частот молекул $B_3^{11}B^{10}O_6$, $B^{11}B_3^{10}O_6$ и $B_2^{11}B_2^{10}O_6$. Однако ввиду сравнительно малого изменения массы в этих молекулах изотопическое смещение и расщепление частот вследствие понижения симметрии будет мало и частоты этих

молекул будут лежать в промежутке между частотами молекул $B_4^{11}O_6$ и $B_4^{10}O_6$. Для грубого, ориентировочного расчета изотопического смещения предположим, что изотопическое смещение между двумя расщепленными

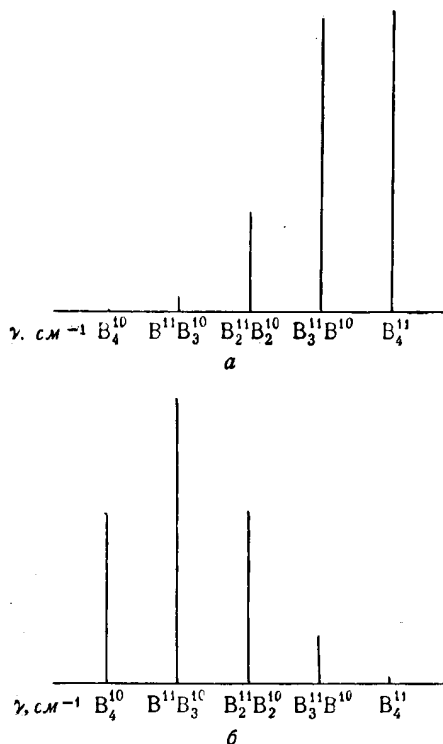


Рис. 12. Относительная интенсивность полос изотопических молекул

а — естественная смесь изотопов (B^{11} — 81%, B^{10} — 19%); б — смесь, обогащенная изотопом B^{10} (B^{11} — 29%, B^{10} — 71%)

и $B_4^{10}O_6$ на $\frac{5}{8}$, мы получим смещения, которые должны лежать между частотами обычного и обогащенного борного ангидрида. Результаты этих расчетов для частот типа F_2 и изотопические смещения, наблюдаемые в эксперименте, представлены ниже.

Частоты	ν_7	ν_8	ν_9	ν_{10}
Изотопические смещения, см⁻¹	$\left\{ \begin{array}{l} \text{наблюдаемые} \\ \text{вычисленные} \end{array} \right.$			
	—	21	6	—
	24	21	7,5	7,5

Особого значения хорошему совпадению наблюдаемых и рассчитанных изотопических смещений придавать не следует ввиду очень грубых предположений, положенных в основу расчета. Тем не менее, нам кажется, что наблюдаемое изотопическое смещение может рассматриваться как в известной мере подтверждающее модель молекулы B_4O_6 , принадлежащей к группе симметрии T_d .

Итак, выше было показано, что инфракрасный и комбинационный спектры стеклообразного борного ангидрида, а также изотопические смещения полос в инфракрасном спектре борного ангидрида могут быть

частотами молекулы $B_3^{11}B^{10}O_6$ и частотой молекулы $B_4^{11}O_6$ составляет в среднем $\frac{1}{4}$ часть смещения $\Delta\nu$ между молекулами $B_4^{11}O_6$ и $B_4^{10}O_6$, а смещение трех расщепленных частот молекулы $B_2^{11}B^{10}O_6$ по отношению к частоте молекулы $B_4^{11}O_6$ составляет в среднем $\frac{1}{2}$ $\Delta\nu$.

Тогда полоса поглощения может быть представлена в виде пяти равноотстоящих компонент с интенсивностями, пропорциональными процентному содержанию соответствующих молекул (рис. 12). Из рис. 12 можно видеть, что в таком случае максимум полосы поглощения в обычном борном ангидриде будет расположен примерно посередине между частотами молекул $B_4^{11}O_6$ и $B_3^{11}B^{10}O_6$, а максимум в борном ангидриде, обогащенном изотопом B^{10} , будет примерно совпадать с максимумом поглощения молекул $B^{11}B_3^{10}O_6$. Расстояние между максимумами полос поглощения обычного и обогащенного борного ангидрида равно примерно $\frac{5}{8}$ $\Delta\nu$, где $\Delta\nu$ — изотопическое смещение между молекулами $B_4^{11}O_6$ и $B_4^{10}O_6$.

Умножая теперь рассчитанные смещения между молекулами $B_4^{11}O_6$

согласованы с предположением о том, что борный ангидрид состоит из молекул B_4O_6 , имеющих симметрию T_d и связанных между собой значительными межмолекулярными силами. Этот результат подтверждает предположение Фаянса и Барбера [8], согласно которому стеклообразный борный ангидрид состоит из молекул B_4O_6 , имеющих симметрию T_d .

Исследование инфракрасного и комбинационного спектров борного ангидрида было проведено в нашей лаборатории не только в стеклообразном состоянии ангидрида, но и в жидком состоянии при высоких температурах. Все наиболее сильные частоты спектра комбинационного рассеяния, обнаруженные при исследовании стеклообразного состояния, были наблюдаемы и при исследовании жидкого борного ангидрида [17]. Очень сильная частота инфракрасного спектра стеклообразного борного ангидрида 1260 см^{-1} была обнаружена Маркиным [56] в инфракрасных спектрах отражения и излучения борного ангидрида вплоть до температур 1000°C . Это указывает на то, что молекулярная структура борного ангидрида как в стеклообразном, так и в жидком состоянии одна и та же.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование инфракрасных спектров окислов в кристаллическом состоянии показало, что окислы по характеру спектров делятся на две группы. К первой группе относятся вещества с широкими полосами поглощения: Sb_2O_3 , Bi_2O_3 , ZrO_2 , Ta_2O_5 , Nb_2O_5 ; эти окислы имеют координационную структуру, что подтверждается рентгенографическими данными.

Ко второй группе относятся вещества, имеющие узкие полосы поглощения: SiO_2 , GeO_2 , P_2O_5 , As_2O_5 , P_2O_3 , As_2O_3 , Sb_2O_3 , V_2O_5 . Как правило, вещества с узкими полосами поглощения должны иметь молекулярную структуру, хотя из этого правила, по-видимому, возможны исключения. В данном случае такими исключениями являются SiO_2 и GeO_2 , которые, согласно рентгенографическим данным, имеют координационные структуры, и, возможно, V_2O_5 . Остальные окислы этой группы подтверждают указанное выше правило, т. е. имеют молекулярную структуру.

В гл. II и III настоящей работы на основании анализа литературных данных и наших результатов с большой достоверностью было показано, что фосфористый ангидрид и легколетучая модификация фосфорного ангидрида состоят из молекул P_4O_6 и P_4O_{10} типа симметрии T_d . К этому же выводу приводят физико-химические данные и результаты электронографического и рентгенографического анализов.

Структуры As_2O_3 , As_2O_5 и Sb_2O_3 не были установлены нами, так как для этого у нас не было необходимых данных по спектрам комбинационного рассеяния этих окислов. Однако рентгенографические данные указывают, что эти вещества в кристаллическом состоянии имеют молекулярную структуру и состоят из молекул As_4O_6 , As_4O_{10} и Sb_4O_6 соответственно.

На основании фундаментального анализа физических и химических свойств борного ангидрида Фаянс и Барбер считают, что кристаллический борный ангидрид также имеет молекулярную структуру и состоит из молекул B_4O_6 , имеющих симметрию T_d .

Таким образом, среди окислов, причисленных Захариазеном к стеклообразующим, имеются не только окислы, обладающие координационной структурой в кристаллическом состоянии, но и значительная группа окислов, которые имеют в кристаллическом состоянии молекулярную структуру.

Не из всех окислов, которые были отнесены Захариазеном к стеклообразующим, были в действительности получены стекла. Среди окислов, имеющих координационную структуру в кристаллическом состоянии,

хорошо известны стекла из SiO_2 и GeO_2 [57]. Вопрос о том, могут ли быть получены стекла из V_2O_5 , Bi_2O_3 и ZrO_2 , является спорным [58]. Неизвестно, существуют ли стекла из Sb_2O_3 и Nb_2O_5 [58]. Определенно доказано, что Ta_2O_5 не образует стекла [59].

Из тех окислов, которые в кристаллическом состоянии обладают молекулярной структурой, а именно: V_2O_5 , P_2O_5 , As_2O_3 , As_2O_5 и Sb_2O_3 , были получены стекла [60—63]. Нет никаких данных о стекле из P_2O_5 [58].

Эти данные говорят о том, что способность образовывать неорганические стекла присуща не только окислам, имеющим координационную структуру в кристаллическом состоянии, но также и окислам, которые в кристаллическом состоянии имеют молекулярную структуру.

Как связана структура кристалла со структурой стекла, полученного из этого кристалла? Ответ на этот вопрос дает сравнение инфракрасных спектров стекла и соответствующего ему кристалла. Изучение инфракрасных спектров SiO_2 , GeO_2 и As_2O_3 в кристаллическом и стеклообразном состояниях показывает, что эти спектры в обоих состояниях почти одинаковы. Только ширина полос инфракрасных спектров стекол несколько больше, чем кристаллов.

Основные частоты колебательного спектра стеклообразного состояния борного ангидрида присутствуют и в спектре жидкого ангидрида. Это указывает на то, что основные структурные единицы, по крайней мере для исследованных окислов, сохраняются в различных агрегатных состояниях. В частности, для As_2O_3 это означает, что стекло так же, как и кристалл, состоит из молекул As_4O_6 , имеющих симметрию группы T_d .

Анализ колебательного спектра стеклообразного борного ангидрида и его физико-химических свойств, проведенный в гл. IV, также приводит к выводу о молекулярной структуре этого окисла. Инфракрасный и комбинационный спектры борного ангидрида удовлетворительно интерпретируются, если принять, что молекула борного ангидрида имеет химическую формулу B_4O_6 и принадлежит к той же точечной группе, что P_4O_6 и P_4O_{10} , т. е. к группе T_d .

Таким образом, среди исследованных окислов имеются не только вещества, обладающие в стеклообразном состоянии координационной структурой, как, например, SiO_2 и GeO_2 , но и вещества, которые имеют в стеклообразном состоянии молекулярную структуру, такие, как As_4O_6 и B_4O_6 .

Сохраняются ли молекулы других окислов, таких, как мышьяковый (As_2O_3) и сурьмянистый (Sb_2O_3), при переходе в стеклообразное состояние? Ответ на этот вопрос можно получить, исследуя инфракрасные спектры поглощения этих веществ в стеклообразном состоянии и сравнивая их с инфракрасными спектрами соответствующих кристаллов, полученными в настоящей работе.

Изучение инфракрасного спектра стеклообразного фосфорного ангидрида, проведенное Колесовой [64], показало, что инфракрасный спектр этого вещества может быть интерпретирован, если предположить, что фосфорный ангидрид имеет координационную структуру, состоящую из тетраэдров PO_4 . Исследование инфракрасного спектра отражения стеклообразного фосфорного ангидрида, проведенное в нашей лаборатории Маркиным, показало, что этот спектр несколько отличается от спектра кристаллического фосфорного ангидрида. В то же время спектр стеклообразного фосфорного ангидрида, полученный Маркиным, отличается также и от спектра, полученного Колесовой. Поэтому в настоящее время в нашей лаборатории проводится работа по исследованию инфракрасного спектра поглощения стеклообразного фосфорного ангидрида, а также по исследованию его комбинационного спектра. Основная цель этой работы —

выяснить, какова структура фосфорного ангидрида: молекулярная или координационная?

Как было указано выше, из окислов, имеющих молекулярную структуру, стекла были получены из B_2O_3 , P_2O_5 , As_2O_3 , As_2O_5 и Sb_2O_3 . Все эти окислы имеют довольно высокие температуры плавления от 315°C для As_2O_3 до 652°C для Sb_2O_3 . Это говорит о том, что между молекулами этих окислов имеется сильное межмолекулярное взаимодействие. Как было показано в гл. IV, сильное межмолекулярное взаимодействие в борном ангидриде приводит к нарушению правил отбора и к отклонению степени деполаризации полносимметричной линии от теоретического значения. Таким образом, для неорганических стекол, имеющих молекулярную структуру, характерной чертой является наличие сильного межмолекулярного взаимодействия. Фосфористый ангидрид (P_2O_3) отличается от перечисленных выше окислов тем, что его температура плавления очень низка (24°C). Это говорит о том, что в фосфористом ангидриде межмолекулярные взаимодействия слабы. Поэтому нельзя, по-видимому, считать случайностью тот факт, что стекло из фосфористого ангидрида до сих пор не получено.

Итак, итоги результатов и выводы, полученные в настоящей работе, могут быть кратко сформулированы следующим образом:

1. В области от 2,5 до 24 μ изучены инфракрасные спектры поглощения следующих окислов: SiO_2 , GeO_2 , P_2O_5 , V_2O_5 , As_2O_3 , As_2O_5 , Sb_2O_3 , Sb_2O_5 , ZrO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , Bi_2O_3 —в кристаллическом состоянии, P_2O_3 —в жидком состоянии, $\text{B}_2^{10}\text{O}_3$, $\text{B}_2^{11}\text{O}_3$, SiO_2 , GeO_2 , As_2O_3 —в стеклообразном состоянии.

2. Разработана методика исследования инфракрасных спектров влагопоглощающих веществ.

3. Обнаружено, что окислы, имеющие широкие полосы поглощения в инфракрасном спектре, обладают координационной структурой. Среди окислов с узкими полосами поглощения имеются как окислы с молекулярной структурой, так и окислы с координационной структурой.

4. Окислы SiO_2 , GeO_2 и As_2O_3 имеют в кристаллическом и стеклообразном состояниях очень сходные инфракрасные спектры. В случае As_2O_3 это сходство говорит о том, что стекло, так же как и кристалл, состоит из молекул As_4O_6 , имеющих симметрию T_d .

5. Инфракрасный и комбинационный спектры фосфористого ангидрида интерпретированы на основе модели молекулы, имеющей симметрию точечной группы T_d . Показано, что колебательный спектр фосфористого ангидрида не может быть согласован с любой другой моделью молекулы.

6. Инфракрасный и комбинационный спектры фосфорного ангидрида могут быть удовлетворительно интерпретированы, если предположить, что фосфорный ангидрид состоит из молекул P_4O_{10} , принадлежащих к точечной группе симметрии T_d . Этот результат согласуется с рентгеновскими данными о структуре кристаллического фосфорного ангидрида.

7. Показано, что молекула борного ангидрида должна принадлежать к точечной группе симметрии T_d и иметь формулу B_4O_6 . Одновременно показано, что колебательный спектр борного ангидрида не может быть согласован с любой другой моделью молекулы. Проведен расчет силовых постоянных и основных частот молекулы борного ангидрида, который позволил надежно интерпретировать колебательный спектр борного ангидрида.

8. Нарушения правил отбора, обнаруженные в колебательном спектре борного ангидрида, и отклонение степени деполаризации полносимметрич-

ной линии от теоретического значения указывают на наличие сильного межмолекулярного взаимодействия в борном ангидриде.

9. Наблюдаемые изотопические смещения двух полос инфракрасного спектра борного ангидрида согласуются со смещениями, рассчитанными для модели T_d .

В заключение приношу свою искреннюю и глубокую благодарность научному руководителю доктору физико-математических наук Н. Н. Соболеву за предложенную тему, постоянное внимание и интерес к работе и ценную дискуссию полученных результатов.

Приношу также свою благодарность А. К. Сухованченко и В. В. Иванову за помощь в работе и Ф. И. Стрижевской за помощь в проведении расчетов.

Приложение

РАСЧЕТ СИЛОВЫХ ПОСТОЯННЫХ И ОСНОВНЫХ ЧАСТОТ
МОЛЕКУЛЫ БОРНОГО АНГИДРИДА

В работе [51] были получены вековые уравнения для колебаний различных типов симметрии валентно-силовой модели молекулы типа X_4Y_6 , принадлежащей к точечной группе симметрии T_d .

Применим эти вековые уравнения для вычисления силовых постоянных и частот основных колебаний молекулы борного ангидрида. Для определения трех силовых постоянных f , d и g воспользуемся вековыми уравнениями второго порядка для типов симметрии A_1 и E .

Корни векового уравнения, описывающего колебания типа A_1 , связаны соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} \lambda_1 + \lambda_2 &= (2m\chi_0 + M\chi_1) \frac{1}{Mm}, \\ \lambda_1 \cdot \lambda_2 &= 2(\chi_1 \cdot \chi_1 - \chi_2^2) \frac{1}{Mm}, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где $\lambda = 4\pi\nu_i^2$ (ν_i — частота колебания),

$$\chi_0 = A^2 \cdot f + \frac{4}{\sin^2 \theta} (B - A \cos \theta)^2 d + \frac{2}{\sin^2 \varphi} A^2 (1 - \cos \varphi)^2 g,$$

$$\begin{aligned} \chi_1 &= (A + 2B)^2 f + \frac{4}{\sin^2 \theta} (A + 2B)^2 (1 - \cos \theta)^2 d + \\ &+ \frac{2}{\sin^2 \varphi} [A(1 - \cos \varphi) - 2B(1 + \cos \varphi)]^2 g, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \chi_2 &= -A(A + 2B)f - \frac{4}{\sin^2 \theta} \cdot (B - A \cos \theta)(1 - \cos \theta)d + \\ &+ \frac{2}{\sin^2 \varphi} [-A^2(1 - \cos \varphi)^2 + 2AB \sin^2 \varphi]g. \end{aligned}$$

Величины A , B , φ , θ , M , m имеют для молекулы борного ангидрида следующие значения:

$$A = \frac{1}{\sqrt{3}}; \quad B = -\frac{1}{\sqrt{3}};$$

$\varphi = \theta = 109^\circ 28'$; $M = 16$ — масса атома кислорода, $m = 11$ — масса атома бора.

После упрощения уравнения (1) принимают вид:

$$\left. \begin{aligned} \lambda_1 + \lambda_2 &= \left[\frac{2m}{3} (f + 2d + 4g) + \frac{M}{3} (f + 8d + 16g) \right] \frac{1}{Mm}, \\ \lambda_1 \cdot \lambda_2 &= \frac{2f}{Mm} (2d + 4g), \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Корни векового уравнения для дважды вырожденных колебаний типа E связаны соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} \lambda_3 + \lambda_4 &= \frac{2m(\psi_0 - \psi_5) + M(\psi_1 - \psi_3)}{4Mm}, \\ \lambda_3 \cdot \lambda_4 &= [-(\psi_4 - \psi_2)^2 + (\psi_5 - \psi_0)(\psi_3 - \psi_1)] \frac{1}{8Mm}, \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

где

$$\begin{aligned} \psi_0 &= 8A^2f + \frac{4d}{\sin^2 \theta} [2(B - A \cos \theta)^2] + \frac{16g}{\sin^2 \varphi} A^2 (1 - \cos \varphi)^2, \\ \psi_1 &= 8(B - A)^2f + \frac{4d}{\sin^2 \theta} [2(B - A)^2 \cdot (1 - \cos \theta)^2] + \\ &\quad + \frac{16g}{\sin^2 \varphi} [-(A + B) + \cos \varphi (A - B)]^2, \\ \psi_2 &= 8A(B - A)f + \frac{4d}{\sin^2 \theta} [2(B - A \cos \theta)(B - A)(1 - \cos \theta)] + \\ &\quad + \frac{16g}{\sin^2 \varphi} [A(1 - \cos \varphi)(-(A + B) + \cos \varphi (A - B))], \\ \psi_3 &= 4(B - A)^2f + \frac{4d}{\sin^2 \theta} (1 - \cos \theta)^2 (B - A)^2 + \\ &\quad + \frac{8g}{\sin^2 \varphi} [A + B + (B - A) \cos \varphi]^2, \\ \psi_4 &= 4A(B - A)f + \frac{4d}{\sin^2 \theta} (B - A \cos \theta)(B - A)(1 - \cos \theta) + \\ &\quad + \frac{8g}{\sin^2 \varphi} A(\cos \varphi - 1)[A + B + (B - A) \cos \varphi], \\ \psi_5 &= 4A^2f + \frac{4d}{\sin^2 \theta} (B - A \cos \theta)^2 + \frac{8g}{\sin^2 \varphi} A^2 (1 - \cos \varphi)^2. \end{aligned}$$

Уравнения (3) после упрощения принимает следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} \lambda_3 + \lambda_4 &= \frac{m(2f + d + 8g) + M(4f + 8d + g)}{3mM}, \\ \lambda_1 \cdot \lambda_2 &= \frac{4fd + 2fg + 9dg}{Mm}. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

В уравнения (2) введем обозначение $x = d + 2g$. Тогда у нас останутся две неизвестных величины в уравнениях (2) — f и x , которые связаны между собой соотношением

$$f = \frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{4x} M \cdot m. \quad (5)$$

Исключая f , составляем уравнение относительно x , которое имеет вид

$$x^2 - 3,0697(\lambda_1 + \lambda_2)x + 9,724 \cdot \lambda_1 \cdot \lambda_2 = 0.$$

Подставляя вместо λ_1 и λ_2 величины $4\pi^2\nu_1^2$ и $4\pi^2\nu_2^2$, где $\nu_2 = 808 \text{ см}^{-1}$ и $\nu_1 = 1035 \text{ см}^{-1}$ — частоты, принадлежащие полносимметричным колебаниям молекулы борного ангидрида, получим уравнение, решение которого дает:

$$x_1 = 1,824 \cdot 10^5 \text{ дин/см}; \quad x_2 = 1,293 \cdot 10^5 \text{ дин/см}.$$

Подставляя эти значения x в (5), получим два значения постоянной f :

$$f_1 = 5,852 \cdot 10^5 \text{ дин/см}; f_2 = 8,253 \cdot 10^5 \text{ дин/см}.$$

Из уравнений (4) можно исключить λ_3 и получить квадратное уравнение относительно g :

$$54g^2 + (18f - 27x - 174\lambda_4)g + \lambda_4(86f + 139x) - 12fx - 528\lambda_4^2 = 0. \quad (6)$$

Подставляя значения $f_1 = 5,852 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$, $x_1 = 1,824 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$ и $\lambda_4 = 4\pi^2\nu_4^2$, где $\nu_4 = 470 \text{ см}^{-1}$ — частота дважды вырожденного колебания молекулы борного ангидрида, получим:

$$g^2 + 0,620 \cdot 10^5 g - 0,7138 \cdot 10^{10} = 0.$$

Откуда

$$g_1 = 0,590 \cdot 10^5 \text{ дин/см}, \\ g_2 = -1,21 \cdot 10^5 \text{ дин/см}.$$

Отбрасывая отрицательное значение g , получим:

$$g = 0,590 \cdot 10^5 \text{ дин/см}.$$

Из уравнения $x = d + 2g$ находим d :

$$d = 0,644 \cdot 10^5 \text{ дин/см}.$$

Таким образом, силовые постоянные f , d и g имеют следующие значения:

$$f = 5,852 \cdot 10^5 \text{ дин/см}; d = 0,644 \cdot 10^5 \text{ дин/см}; g = 0,590 \cdot 10^5 \text{ дин/см}.$$

Если в уравнение (6) подставить другие значения f и x , а именно $f_2 = 0,253 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$ и $x_2 = 1,293 \cdot 10^5 \text{ дин/см}$, то либо d , либо g получится отрицательным. Так как деформационные постоянные обычно всегда положительны, то такое решение должно быть отброшено.

Теперь, когда силовые постоянные молекулы определены, можно вычислить другие основные частоты молекулы борного ангидрида. Подставив f , d , g и λ_4 в уравнения (4), определим λ_3 а значит и ν_3 — частоту второго дважды вырожденного колебания типа E . Она равна:

$$\nu_3 = 1372 \text{ см}^{-1}.$$

Корни векового уравнения для трижды вырожденных колебаний типа F_1 связаны следующими соотношениями:

$$\lambda_5 + \lambda_6 = \left[\frac{2}{M} (\nu_0 + \nu_1) + \frac{1}{m} \nu_2 \right], \\ \lambda_5 \cdot \lambda_6 = \left[m\nu_0\nu_1 + \frac{M}{2} (\nu_0 + \nu_1) \nu_2 - m\nu_3^2 - \frac{M}{2} (\nu_4^2 + \nu_5^2) \right] \frac{4}{M^2 m}, \quad (7)$$

где

$$\nu_0 = B^2 f + \frac{d}{\sin^2 \theta} (A - B \cos \theta)^2, \\ \nu_1 = B^2 f + \frac{d}{\sin^2 \theta} (1 - \cos \theta)^2 B^2, \\ \nu_2 = (B - A)^2 f + \frac{d}{\sin^2 \theta} (\cos \theta - 1)^2 (A - B)^2, \\ \nu_3 = B^2 f + \frac{d}{\sin^2 \theta} (A - B \cos \theta) (1 - \cos \theta) B,$$

$$\nu_4 = B(B - A)f + \frac{d}{\sin^2 \theta} (\cos \theta - 1) (A - B) (A - B \cos \theta),$$

$$\nu_5 = B(B - A)f + \frac{d}{\sin^2 \theta} (\cos \theta - 1) (A - B) (1 - \cos \theta) B.$$

После упрощения уравнения (7) приобретают вид:

$$\begin{aligned} \lambda_5 + \lambda_6 &= \frac{1}{3} \left[\frac{1}{M} (4f + 5d) + \frac{4}{m} (f + 2d) \right], \\ \lambda_5 \cdot \lambda_6 &= \frac{4}{9M^2m} \left[\frac{9}{2} mfd + M(2f^2 + 11fd + 5d^2) \right]. \end{aligned}$$

Подставляя в эти уравнения вместо f , d , m , M их значения, получим квадратное уравнение относительно λ :

$$\lambda^2 - 1,4202 \cdot 10^5 \lambda + 0,11511 \cdot 10^{10} = 0,$$

решая которое, найдем λ_5 и λ_6 , а следовательно, также ν_5 и ν_6 — частоты трижды вырожденных колебаний типа F_1 :

$$\nu_5 = 1505 \text{ см}^{-1}, \quad \nu_6 = 383 \text{ см}^{-1}.$$

Для трижды вырожденных колебаний типа F_2 имеется уравнение четвертого порядка относительно λ :

$$\begin{aligned} -2MG_4\lambda^4 + (\mu_0G_4 - 2MG_3)\lambda^3 + (\mu_0G_3 - 2MG_2 - \mu_5H_3 + \mu_6I_3 - \\ - \mu_7J_3 + \mu_8K_3) \cdot \lambda^2 + (\mu_0G_2 - 2MG_1 - \mu_5H_2 + \mu_6I_2 - \mu_7J_2 + \\ + \mu_8K_2)\lambda + (\mu_0G_1 - 2MG_0 - \mu_5H_1 + \mu_6I_1 - \mu_7J_1 + \mu_8K_1) = 0, \end{aligned}$$

где

$$G_4 = 512M^2m^2,$$

$$G_3 = -64Mm[2(\mu_1 + \mu_2)m + (\mu_4 + \mu_3)M],$$

$$\begin{aligned} G_2 = 16[2m^2\beta_1 + M^2\alpha_1 + mM(\mu_4 + 2\mu_3)(\mu_1 + \mu_2) - 2mM\mu_{12}^2 - mM\mu_{13}^2 - \\ - 2m^2\mu_{10}^2 - m^2\mu_{11}^2] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} G_1 = 4[-\alpha_1M(\mu_1 + \mu_2) - \beta_1m(\mu_4 + 2\mu_3) - 2m\beta_2\mu_{12} + M\alpha_2\mu_{12} + \\ + (m\beta_3 - M\alpha_3)\mu_{13} + \mu_{10}(m\alpha_4 - 2m\beta_4) + \mu_{11}m(\beta_5 - \alpha_5)], \end{aligned}$$

$$G_0 = \alpha_1\beta_1 + \alpha_2\beta_2 + \alpha_3\beta_3 + \alpha_4\beta_4 + \alpha_5\beta_5 + \alpha_6^2,$$

$$H_3 = -128m^2M\mu_5,$$

$$H_2 = 16[2m^2\beta_6 + mM\mu_5(\mu_4 + 2\mu_3) - 2mM\mu_7\mu_{10} - mM\mu_8\mu_{11}],$$

$$H_1 = 4(-2m\beta_7\mu_{12} + m\beta_8\mu_{13} + M\alpha_7\mu_{10} - 2m\beta_4\mu_7 - M\alpha_8\mu_{11} + m\beta_5\mu_8);$$

$$I_3 = 128m^2M\mu_6,$$

$$I_2 = 16[2m^2\beta_9 - mM\mu_6(\mu_4 + 2\mu_3) + 2mM\mu_7\mu_{12} + mM\mu_8\mu_{13}],$$

$$I_1 = 4(-2m\mu_{10}\beta_7 - m\mu_{11}\beta_8 - 2m\mu_7\beta_{10} - M\mu_{12}\alpha_7 - m\mu_8\beta_3 + M\mu_{13}\alpha_8);$$

$$J_3 = -128mM^2\mu_7,$$

$$J_2 = 16M[2m\mu_7(\mu_1 + \mu_2) + \alpha_7M - 2m\mu_6\mu_{12} - 2m\mu_5\mu_{10}],$$

$$\begin{aligned} J_1 = 4[-2m\mu_7\beta_1 - M\alpha_7(\mu_1 + \mu_2) + \alpha_2\mu_6M - 2m\beta_9\mu_{12} + 2m\beta_6\mu_{10} + M\alpha_4\mu_5 + \\ + M\alpha_9\mu_{13} + M\alpha_{10}\mu_{11}]; \end{aligned}$$

$$K_3 = 64mM^2\mu_8,$$

$$K_2 = 16M [M\alpha_3 - m\mu_8 (\mu_1 + \mu_2) + m\mu_6\mu_{13} + m\mu_{11}\mu_5],$$

$$K_1 = 4 [m\mu_{13}\beta_9 + M\mu_6\alpha_3 - m\mu_{11}\beta_6 + M\mu_5\alpha_5 + m\mu_8\beta_1 - \\ - M (\mu_1 + \mu_2) \alpha_8 + M\alpha_{10}\mu_{10} + M\alpha_9\mu_{12}];$$

$$\begin{aligned} \alpha_1 &= \mu_3\mu_4 - \mu_{14}^2, & \beta_1 &= \mu_1\mu_2 - \mu_9^2, \\ \alpha_2 &= \mu_{12}\mu_4 - \mu_{13}\mu_{14}, & \beta_2 &= \mu_9\mu_{10} - \mu_1\mu_{12}, \\ \alpha_3 &= \mu_{12}\mu_{14} - \mu_{13}\mu_3, & \beta_3 &= \mu_{13}\mu_1 - \mu_{11}\mu_9, \\ \alpha_4 &= \mu_4\mu_{14} - \mu_{11}\mu_{14}, & \beta_4 &= \mu_9\mu_{12} - \mu_2\mu_{10}, \\ \alpha_5 &= \mu_{10}\mu_{14} - \mu_{11}\mu_3, & \beta_5 &= \mu_2\mu_{11} - \mu_9\mu_{13}, \\ \alpha_6 &= \mu_6\mu_{13} - \mu_{11}\mu_{12}, & \beta_6 &= \mu_5\mu_2 - \mu_9\mu_6, \\ \alpha_7 &= \mu_4\mu_7 - \mu_8\mu_{14}, & \beta_7 &= \mu_{10}\mu_6 - \mu_5\mu_{12}, \\ \alpha_8 &= \mu_7\mu_{14} - \mu_3\mu_8, & \beta_8 &= \mu_5\mu_{13} - \mu_6\mu_{11}, \\ \alpha_9 &= \mu_7\mu_{13} - \mu_8\mu_{12}, & \beta_9 &= \mu_5\mu_9 - \mu_6\mu_1, \\ \alpha_{10} &= \mu_7\mu_{11} - \mu_8\mu_{10}; & \beta_{10} &= \mu_1\mu_{12} - \mu_2\mu_{10}; \end{aligned}$$

$$\mu_0 = 4A^2f + \frac{4d}{\sin^2\theta} 2(B - A \cos \theta)^2 + \frac{8g}{\sin^2\varphi} A^2 (1 - \cos \varphi)^2,$$

$$\mu_1 = 8B^2f + \frac{4d}{\sin^2\theta} [2(A - B \cos \theta)^2 + 4B^2(1 - \cos \theta)^2],$$

$$\mu_2 = 8B^2f + \frac{4d}{\sin^2\theta} [2B^2(1 - \cos \theta)^2 + 4(A - B \cos \theta)^2],$$

$$\mu_3 = 4(A^2 + 2B^2)f + \frac{4d}{\sin^2\theta} [(\cos \theta - 1)^2(2(A + B)^2 + 4B^2)] + \\ + \frac{8g}{\sin^2\varphi} A^2 (\cos \varphi - 1)^2,$$

$$\mu_4 = 4[4B^2 + 2(A + B)^2]f + \frac{4d}{\sin^2\theta} (\cos \theta - 1)^2 [2(A + 3B)^2 + \\ + 4(A + B)^2] + \frac{8g}{\sin^2\varphi} 4B^2(1 - \cos \varphi)^2,$$

$$\mu_5 = \frac{8d}{\sin^2\theta} (B - A \cos \theta) (A - B \cos \theta),$$

$$\mu_6 = \frac{8d}{\sin^2\theta} (B - A \cos \theta) (1 - \cos \theta) B,$$

$$\mu_7 = -4A^2f + \frac{8d}{\sin^2\theta} (B - A \cos \theta) (\cos \theta - 1) (A + B) + \\ + \frac{8g}{\sin^2\varphi} [-A^2(\cos \varphi - 1)^2],$$

$$\mu_8 = -8ABf + \frac{8d}{\sin^2\theta} (B - A \cos \theta) (\cos \theta - 1) (A + 3B) + \\ + \frac{8g}{\sin^2\varphi} (2AB \sin^2 \varphi),$$

$$\mu_9 = 8B^2f + \frac{8d}{\sin^2\theta} (A - B \cos \theta) (1 - \cos \theta) 3B,$$

$$\mu_{10} = -8B^2f + \frac{8d}{\sin^2\theta} (\cos \theta - 1) [(A - B \cos \theta) (A + B) + 2B^2(1 - \cos \theta)],$$

$$\mu_{11} = -8B(A + B)f + \frac{8d}{\sin^2\theta} (\cos \theta - 1) [(A - B \cos \theta) (A + 3B) + \\ + 2B(A + B)(1 - \cos \theta)],$$

$$\begin{aligned}\mu_{12} &= -8B^2f + \frac{8d}{\sin^2\theta} [-(1 - \cos\theta)^2 B(A + B) + \\ &\quad + 2(A - B \cos\theta)(\cos\theta - 1)B]; \\ \mu_{13} &= -8B(A + B)f + \frac{8d}{\sin^2\theta} [-(1 - \cos\theta)^2 B(A + 3B) + \\ &\quad + 2(A - B \cos\theta)(\cos\theta - 1)(A + B)], \\ \mu_{14} &= [8AB + 8B(A + B)]f + \frac{8d}{\sin^2\theta} (\cos\theta - 1)^2 (A + B)(A + 5B) + \\ &\quad + \frac{8g}{\sin^2\varphi} (-2AB \sin^2\varphi).\end{aligned}$$

После подстановки констант f , d , g , m , M это уравнение принимает вид:

$$f(\lambda) = \lambda^4 - 2,365 \cdot 10^5 \lambda^3 + 1,801 \cdot 10^{10} \lambda^2 - 0,528 \cdot 10^{15} \lambda + 0,054 \cdot 10^{20} = 0. \quad (8)$$

Если представить $f(\lambda)$ графически, то оказывается, что эта кривая пересекает ось абсцисс в двух точках и в третьей точке близко подходит к оси абсцисс. С той точностью, с которой проводились вычисления коэффициентов уравнения, можно считать, что кривая $f(\lambda)$ касается оси абсцисс в третьей точке.

Таким образом, имеем три численно различных корня уравнения (8), один из которых кратный. Соответственно имеем следующие частоты колебаний, принадлежащие к типу симметрии F_2 :

$$\nu_7 = 1428 \text{ см}^{-1}, \quad \nu_8 = 1059 \text{ см}^{-1}, \quad \nu_9 = 671 \text{ см}^{-1}, \quad \nu_{10} = 671 \text{ см}^{-1}.$$

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Лебедев. Труды ГОИ, 8, № 10 (1924).
2. W. H. Zachariasen. J. Am. Chem. Soc., 54, 3841 (1932).
3. H. R. Lillie. J. Am. Ceram. Soc., 16, 619 (1933).
4. О. К. Ботвинкин. Изв. АН СССР, сер. физич., 4, № 4, 600 (1940).
5. E. Preston. J. Soc. Glass Technol., 26, 82 (1942).
6. A. Dietzel. Naturwissenschaften, 31, 22 (1943).
7. A. Tool. J. Am. Ceram. Soc., 31, 177 (1948).
8. K. Fajans a. S. W. Barber. J. Am. Chem. Soc., 74, 2761 (1952).
9. C. L. Babcock, S. W. Barber a. K. Fajans. Ind. and Eng. Chem., 46, 161 (1954).
10. J. O. M. Boskris a. D. C. Lowe. Proc. Roy. Soc., A226, 423 (1954).
11. Б. Ф. Ормонт. Структура неорганических веществ. Гостехиздат, 1950.
12. А. Г. Власов. Строение стекла. Изд-во АН СССР, 1955, стр. 12—13.
13. J. T. Randall a. H. P. Rocksby. J. Soc. Glass Technol., 17, 287 (1933).
14. W. M. Cohn. Trans. Electrochem. Soc., 68, 65 (1935).
15. H. Gerding, H. V. Brederode a. H. C. J. De Deckker. Rec. trav. chim., 61, 549 (1942).
16. H. Gerding a. H. C. J. De Deckker. Rec. trav. chim., 64, 191 (1945).
17. Э. Н. Поткова, В. В. Обухов-Денисов, Н. Н. Соболев и В. П. Черемиснов. Оптика и спектр., 1, 772 (1956).
18. В. И. Малышев, М. Н. Марков и А. А. Шубин. ДАН СССР, 86, 273 (1952).
19. В. И. Малышев, М. Н. Марков и А. А. Шубин. Изв. АН СССР, сер. физич., 17, 654 (1953).
20. М. Н. Марков. ЖТФ, 24, 1867 (1954).
21. E. K. Plyer a. C. W. Peters. J. Research of NBS, 45, 462 (1950).
22. А. Н. Александров и В. А. Никитин. УФН, 56, 3 (1955).
23. A. R. Downie, M. C. Magoon, T. Purcell, B. Crawford. JOSA, 43, 941 (1953).
24. T. E. Thorpe a. A. E. H. Tutton. J. Chem. Soc., 57, 545 (1890).
25. L. Wolf a. H. Schmager. Ber., 62, 771 (1929).
26. Lecomte. Anal. Chim. Acta, 2, 727 (1948).

ИНФРАКРАСНЫЕ СПЕКТРЫ И СТРУКТУРА СТЕКЛООБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ 273

27. H. M. Randall, R. G. Fowler, N. Fuson a. I. R. Dangi. *Infrared Determinations of Organic Structures*. N. Y., D. Van Nostrand C°, 1952.
28. F. A. Miller a. C. H. Wilkins. *Anal. Chem.*, **24**, 1253 (1952).
29. Т. А. Сидоров и Н. Н. Соболев. *Оптика и спектр.*, **2**, 717 (1957).
30. Т. А. Сидоров и Н. Н. Соболев. *Оптика и спектр.*, **1**, 393 (1956).
31. L. W. Daasch a. D. C. Smith. *Anal. Chem.*, **23**, 853 (1951).
32. К. Шефери Ф. Матосси. *Инфракрасные спектры*. ОНТИ, 1935.
33. В. А. Флоринская и Р. С. Печенкина. *ДАН СССР*, **85**, 1265 (1952); **89**, 57 (1953). Н. О. McMahon, a. J. Simon. *J. Chem. Phys.*, **21**, 23 (1953). В. А. Флоринская и Р. С. Печенкина. *Строение стекла*. Изд. АН, СССР, 1955, стр. 70. Н. А. Севченко и В. А. Флоринская. *ДАН СССР*, **109**, 1115 (1956).
34. F. Matossi u. H. Bluschke. *Zs. f. Phys.*, **108**, 295 (1938).
35. S. Anderson. *J. Am. Ceram. Soc.*, **33**, 45 (1950).
36. S. Anderson, R. L. Bohon, a. D. D. Kimpton. *J. Am. Ceram. Soc.*, **38** (10), 370 (1955).
37. R. B. Barnes u. M. Czerny. *Zs. f. Phys.*, **72**, 447 (1931).
38. E. Burstein, J. J. Obley a. E. K. Plyer. *Proc. Ind. Acad. Sci.*, **28**, 388 (1948).
39. S. Tolksdorf. *Zs. f. Phys. Chem.*, **132**, 161 (1928).
40. Е. Ф. Гросс и М. Романова. *Zs. f. Phys.*, **55**, 744 (1929).
41. Е. Ф. Гросс и В. А. Колесова. *Строение стекла*. Изд-во АН СССР, 1955, стр. 56. R. S. Krichnan. *Proc. Ind. Acad. Sci.*, **A37**, 377 (1953).
42. Т. А. Сидоров и Н. Н. Соболев. *Оптика и спектр.*, **2**, 710 (1957).
43. L. R. Maxwell, S. B. Hendricks a. L. S. Demping. *J. Chem. Phys.*, **5**, 626 (1937).
44. Г. Герцберг. *Колебательные и вращательные спектры многоатомных молекул*. ИЛ, 1949.
45. H. C. J. De Decker u. C. H. Mac Gillavry. *Rec. trav. chim.*, **60**, 153 (1941).
46. A. Smits, J. A. A. Ketelaar, J. L. Meyering. *Z. f. Phys. Chem.*, (B) **41**, 87 (1938).
47. G. C. Hampson a. A. J. Stosick. *J. Am. Chem. Soc.*, **60**, 1814 (1938).
48. H. Gerding a. H. v. Brederode. *Rec. trav. chim.*, **64**, 183 (1945).
49. Т. А. Сидоров и Н. Н. Соболев. *Оптика и спектр.*, **3**, 560 (1957); **4**, (1958).
50. S. S. Cole a. N. W. Taylor. *J. Am. Ceram. Soc.*, **18**, 55 (1935).
51. L. Couture-Mathieu, J. P. Mathieu, J. Cremer et H. Poulet. *J. Chim. Phys.*, **48**, 1 (1951).
52. Я. К. Сыркин и М. Е. Дяткина. *Химическая связь и строение молекул*. Госхимиздат, 1946.
53. D. E. Bethel a. N. Sheppard. *Trans. Farad. Soc.*, **51**, 9 (1955).
54. M. Haggard. *Ann. d. Phys.*, **2**, 309 (1957).
55. М. В. Волькенштейн, М. А. Ельяшевич и Б. И. Степанов. *Колебания молекул*, т. II. Гостехиздат, 1949.
56. Е. П. Маркин. *Дипломная работа*. МГУ — ФИАН, 1956.
57. L. M. Dennis a. A. W. Laubengayer. *J. Phys. Chem.*, **30**, 1510 (1926).
58. J. E. Stanworth. *Physical Properties of Glass*. Oxford, Clarendon Press, 1950.
59. L. Navias. *J. Am. Ceram. Soc.*, **24**, 167 (1941).
60. Mellor, vol. VIII. Longmans, Green and C°, London, 1928.
61. Mellor, vol. IX, p. 137—138. Longmans, Green and C°, London, 1929.
62. E. Kordas. *Zs. f. Phys. Chem.*, **B43**, 173 (1939).
63. G. Tamman a. E. Jenckel. *Z. anorg. allgem. Chem.*, **184**, 416 (1929).
64. В. А. Колесова. *Оптика и спектр.*, **2**, 165 (1957).

С О Д Е Р Ж А Н И Е

М. Д. Г а л а н и н. Резонансный перенос энергии возбуждения в люминесцирующих растворах	3
М. М. С у щ и н с к и й. Спектры комбинационного рассеяния и строение углеводородов	54
Т. А. С и д о р о в. Инфракрасные спектры и структуры некоторых стеклообразующих окислов	225

Исследования по оптике

Труды Физического института, том XII

•

*Утверждено к печати Физическим институтом
Академии наук СССР*

•

Редактор издательства *Д. М. Алексеев*
Технический редактор *Г. А. Астафьева*

РИСО АН СССР № 13-12В. Слово в набор 11/XI 1959 г.
Подписано к печати 19 II 1960 г. Формат бумаги 70×108²/₁₆.
Печ. л. 17,14=23,63 усл. печ. л. + 1 вкл. Уч.-изд. л. 23(22,9+0,1 вкл.)
Т-03504. Тираж 2200 экз. Изд. № 4065. Тип. зак. № 2433.

Цена 16 руб.

Издательство Академии наук СССР,
Москва, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10

22

16 p.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**ТРУДЫ
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
МУЗЕЯ**

Выпуск 10



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

STAT

STAT

Page Denied

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

РЕДАКТОР

доктор геол.-мин. наук Г. И. ВАРСАНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1959

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Г. П. БАРСАНОВ

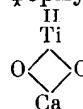
**О ПРИНЦИПАХ СИСТЕМАТИКИ И КЛАССИФИКАЦИИ
МЕТАМИКТНЫХ НИБОТАНТАЛАТОВ**

Несмотря на сравнительно большое количество исследований, проведенных над отдельными минералами группы метамиктных ниоботанталатов и титанониобатов, положение их в общей системе минералов, так же как и критерии, которые позволили бы объединить их в какие-то близкие другим минералам группы или типы родственных минералов внутри этой группы, остаются далеко не ясными. Первоначально эти минералы считали солями сложных ниобиевых и танталовых кислот (J. Berzelius, Р. Герман, С. Rammelsberg и др.). После работ Брёггера и Прайора их стали рассматривать как комплексы изоморфных молекул сложного состава — ниобаты, танталаты, титанаты, цирконаты и даже тораты соответствующих редких земель и других оснований. Результатом явилось изображение этих минералов в виде сложных структурных молекул, часто с боковой цепью в виде фторидов щелочей (у пирохлора) и с водой или гидроксидом (Brögger, 1890, 1906). Это, естественно, вытекало из представлений химиков-минералогов о том, что все определяемые ими в анализах элементы структурно объединены в молекуле минерала, а все установленные чисто химически виды и разновидности этой группы минералов являются самостоятельными и определенными химически соединениями.

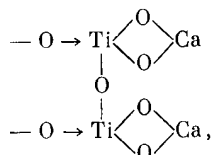
С другой стороны, уже первые исследователи, хотя и обращали внимание на несколько необычные свойства отдельных минералов этой группы (метамиктных), но, исходя из чисто химических представлений о них, рассматривали их вместе с нормальными кристаллическими представителями этого семейства — группой колумбита, тапиолита, мооссита и им подобных. В то время как минералы последних групп не представляли особых трудностей для вывода рациональных и всегда вытекающих из анализов простых стехиометрических формул, группа метамиктных минералов никогда не удовлетворяла этим условиям и поэтому всегда рассчитывалась чисто искусственно на формулы, которые только весьма приблизительно отвечали некоторым аналогиям с соединениями типа колумбита, мооссита или тапиолита.

Для обоснования имеющейся здесь, по мнению химиков и минералогов, аналогии Брёггер (1906) первый попытался вывести многочисленные, часто очень сложные и запутанные стехиометрические формулы этих минералов, исходя из созданных им же представлений о стехиометрических структурах колумбита и брукита, которые он считал аналогичными вследствие сходства их кристаллографических постоянных. Заменяя в утроенной стехиоформуле брукита (Ti_3O_6) группы Ti — O на Fe — O и Nb — O,

он получил в результате из $\text{Ti}_3\text{O}_6 - (\text{FeNb}_2)\text{O}_6$. Переходя к более сложным ниобатам и особенно к титанониобатам, он считал возможным, по аналогии с колумбитом, рассматривать и их как производные от тех же стехиометрических структурных формул брукита и колумбита. Заменяя в формуле колумбита Fe на сложную Ca — Ti группу перовскитового типа —



и заменяя один из кислородов, соединяющих атомы ниобия, группой



он получил стехиометрическую формулу, удовлетворяющую, по его мнению, формуле эвксенита, типа $\text{M}_3\text{Ti}_3\text{Nb}_2\text{O}_{14}$, из которой можно было заменой атомов в группе М на различные редкие земли, а части Ti^{IV} на Th^{IV} и U^{IV} получать формулы почти всех известных тогда ниоботанталатов и титанониобатов. Аналогичным путем он выводил искусственные структурные формулы для пироклора, микролита и др. Между прочим, в этих работах именно Брёггер первый высказал положение о структурно-химическом сходстве между брукитом, т. е. окислом, и колумбитом и подобными ему ниобатами, основанное, очевидно, на совершенно условных и искусственных построениях. Эти построения, разработанные Брёггером, собственно и легли в основу всех дальнейших классификаций этой группы минералов. Если для явно кристаллических тел они укладывались в простые стехиометрические соотношения, соответствующие структурам солей метаниобовой кислоты, то для метамиктных минералов формулы получались всегда громоздкими, сложными; результаты анализов никогда не давали простых соотношений и выводимые формулы никогда не соответствовали анализам природных минеральных тел.

Упорно придерживаясь намеченной однажды научной линии — одинакового подхода к химической интерпретации состава как явно кристаллических, так и метамиктных тел, — химики и минералоги, занимавшиеся вопросами классификации и установления положения ниоботанталатов в ряду других минеральных тел, были вынуждены прибегнуть к усложнению представлений о конституции этих минералов. Выход, по их мнению, заключался в признании наличия в составе этих тел ряда изоморфных молекул, представляющих соли метаниобовой, а также орто- и пирониобовых и соответственных танталовых кислот. Для титанониобатов получали еще более сложные соединения, так как часть кислот ниобия и тантала замещали титановой кислотой, которая, в свою очередь, могла, по мнению некоторых авторов (С. Doelter, 1918; А. Lacroix, 1922), замениться солями, производными от ThO_2 , ZrO_2 и даже UO_2 . Иными словами, сложный, непостоянный и меняющийся в разных месторождениях состав вещества минерала, находящегося в метамиктном состоянии, хотели непременно рассчитать на единую молекулярную формулу, отвечающую всему полученному анализом валовому составу. Естественно и бесспорно, что если принять предложенную химиками громоздкую систему расчета на ряд «изоморфных» молекул пиро-, орто- и метаниобатов, соответствующих количеству оснований, да еще в комбинации с титаном и гипотетическими торо- и уранотитанатами, то при подобном подходе можно было рассчитать без остатка любую произвольную комбинацию окислов.

Это направление, начатое в работах Брёггера, закрепленное в широко распространенных системах минеральных тел Грота и Э. Дэна, продолжалось в работах Дельтера, Замбонини и Прайора (Doelter, 1918), Гехта (1929), Лакруа (1922) и других, занимавшихся изучением минералов этой группы. Ни один из исследователей не учитывал специфичности физических свойств метамиктного вещества, представляющего собой коллоидоподобную систему с незакономерно меняющимися химическими параметрами. Развивались чисто гипотетические представления об изоморфных молекулах. Так, по классификации Прайора и Замбонини, эвксенит представлялся комбинацией $\text{Ca}_2\text{Nb}_4\text{O}_{12} + \text{Y}_2\text{Ti}_4\text{O}_{11}$, самарскит — $\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_7 + \text{Y}_2\text{Nb}_2\text{O}_8$, фергусонит — $\text{Y}_2\text{Nb}_2\text{O}_8 + (\text{UO}_2)\text{Nb}_2\text{O}_7 + \text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_7$.

Кубический ряд ниобатов и титано ниобатов, по Гехту, характеризовался дополнительно присоединением различного количества молекул воды, представлявшей собой, по его мнению, кристаллизационную воду. По Лакруа и Пизани (1922), формулы этих минеральных молекул представлялись еще более сложными. Для эвксенита он выводил формулу: $[(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3]_2 \cdot [\text{Ca}, (\text{UO}_2)] \cdot [(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3]_3 (\text{Y}, \text{Ce}) \cdot [\text{TiO}_3]_2 (\text{Y}, \text{Ce})_2$; для пирохлора: $2\text{Nb}_2\text{O}_8 \cdot \text{Y}(\text{Ti}, \text{ThO})_3 \cdot 3\text{NaF}$; для самарскита: $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_7 (\text{Ca}, \text{Fe}) \cdot (\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_7 [(\text{U}, \text{Th})\text{O}]_2 \cdot (\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_8 (\text{Y}, \text{Ce})_2$; и т. д.

Подобное представление о составе и классификации метамиктных ниоботанталатов сохраняется почти до самого последнего времени. В работах Локка (1928) и русских исследователей — Г. П. Черника (1921, 1922, 1929 и др.), И. Д. Старынкевич-Борнеман (1930, 1941 и др.) анализы этих минералов интерпретируются по канонам, предложенным Брёггером, Прайором и Лакруа, результатом чего являются сложнейшие формулы, совершенно не поддающиеся сколько-нибудь простому и рациональному подходу к классификации этих соединений по каким-то общим структурно-химическим признакам. И. Д. Старынкевич-Борнеман предлагает несколько иной путь. Используя идеи учения физической химии о твердых растворах, она, в более ранних работах, представляет молекулы этих минералов как сложные твердые растворы некоторых выводимых ею условных, более простых молекул — менделеевита, микролита, перовскита и др. Так, пирохлор, по ее мнению, следует считать твердым раствором молекул перовскита и менделеевита ($\text{CaTiO}_3 + \text{Ca}_2\text{Ti}_2\text{Nb}_2\text{O}_{11}$); эльсвортит — твердым раствором менделеевита и фергусонита и т. д. В более поздних работах (1945) И. Д. Старынкевич-Борнеман, исходя из идей В. Гольдшмидта и других кристаллохимиков об изоструктурном изоморфизме, считает, что ниоботанталаты и ниоботитанаты можно рассматривать как изоструктурно-изоморфные твердые растворы, состоящие из нескольких фаз — молекул. При этом главная фаза (растворитель) структурно подчиняет себе второстепенные (растворимое), в результате чего может образоваться гомогенный минерал с естественно меняющимися соотношениями между растворителем и растворимыми молекулами. Согласно изложенному, формулу эшинита она дает в следующем виде: $\text{Ce}^{+++}\text{TiNbO}_8 + (\text{Th}, \text{Ce}^{+++})\text{Ti}_2\text{O}_8 + \text{CaNb}_2\text{O}_6 + \text{CaFe}^{+++}\text{NbO}_4(\text{OH})_2 + \text{CaFeNbO}_3(\text{OH})_3$.

Следует отметить, что это представление также не отличается простой, и при таком подходе остается также возможность пересчитать любую произвольную комбинацию окислов на компоненты («фазы»), никак не доказанные физически и минералогически, тем более, что полученные в анализе излишки И. Д. Старынкевич-Борнеман пересчитывает на примеси — роговую обманку и колумбит. Правда, члены ее формулы уже однотипны и приближаются к «кристаллохимическим» формулам, предложенным к тому времени школой F. Machatschki, а именно к типу AB_2X_6 .

Развитие метода рентгеноструктурного анализа и применение его,

правда, весьма ограниченное, к исследованию этой группы минералов дало начало новому направлению в подходе к интерпретации состава этих минералов и их классификации среди других минеральных тел. Начиная с работ Махачки (1930, 1932, 1941 и др.) в интерпретацию химического состава минералов вносятся новые принципы, основанные на типах кристаллохимических структур, а также на широком применении законов изоморфизма в группах элементов, обладающих одинаковыми или близкими ионными или атомными (для атомных структур) радиусами. Эти принципы и новый подход к представлению о химической конституции минералов были распространены также и на ниоботанталаты, в том числе и метамиктные. Но в то время как для силикатов и некоторых других групп минералов новые принципы были подкреплены реальным изучением структур нормального кристаллического вещества отдельных минералов, — для метамиктных ниоботанталатов этого, в силу их «рентгеноаморфности», сделано не было. В связи с этим представления, изложенные в работах Махачки и его последователей, остались для данных минералов в значительной мере гипотетическими. Авторы ограничились пересчетом старых анализов по предложенной новой системе. По существу же, за редким исключением никакими кристаллохимическими исследованиями эти принципы не подкреплялись. Кроме того, Махачки опять не учитывал физико-химическую специфику вещества, находящегося в метамиктном состоянии, вследствие чего для кристаллических ниобатов и ниоботанталатов более простого состава им получены сравнительно простые формулы, имеющие рациональный вид (например, XZ_2O_6 для группы колумбита, $X_2Z_2O_6$ (F, OH) — для пирохлора). Более же сложные соединения получили снова малорациональные формулы, причем иногда даже и родственные минералы приобретали формулы различного вида. Таковы формулы бетафита (U, Ca) $(Nb, Ti)_3(O, OH)_9$, самарскита (Fe, Ca) $(Y, Ce)_2(Nb, Ta)_4O_{14}$ и др.

Настоящие кристаллоструктурные и кристаллохимические исследования Барта, Гертнера, Штурдиванта и других, к сожалению, из-за трудностей работы с метамиктным веществом, были проведены только на очень ограниченном материале. Для пирохлора они установили близость структуры к перовскиту, для фергусонита — возможное подобие с тапиолитом, а для тапиолита и колумбита, соответственно, — с рутилом и брукитом (Goldschmidt, 1924; Sturdivant, 1930). Отсюда в кристаллохимической интерпретации этих минералов возникла снова идея, заложенная еще Брёггером, о том, что они представляют собой тип сложных окислов, подобных по структуре минералам группы шпинели или перовскита. Одновременно для ряда минералов было установлено, что они обладают весьма крупной элементарной ячейкой с числом $Z = 8$. Однако положение это нельзя считать полностью доказанным, так как единичные структурные исследования для колумбита, тапиолита, пирохлора и частью для фергусонита без достаточного основания были распространены Штурдивантом и главным образом сделавшим сводку кристаллоструктурных данных Эвансом (1939) на всю группу сложных метамиктных ниоботанталатов и титанониобатов. Основанием для этого послужила большая близость кристаллографических параметров ромбической группы этих минералов (особенно при некоторой установке) к параметрам колумбита. Одновременно снова вспомнились упомянутые выше стехиометрические построения Брёггера, часто искусственные, при помощи которых он выводил путем замены некоторых групп в структуре колумбита формулы эвксенита и ряда других минералов.

Не подкрепляя свои взгляды никакими экспериментальными данными по изучению структур метамиктных ниоботанталатов, Эванс и другие

авторы, чисто умозрительно и на основании лишь внешних аналогий, стали также относить эвксенит и минералы его группы кристаллоструктурно к группе сложных окислов. Это одновременно как бы подкрепляло мнение Гольдшмидта (1933) о том, что метамиктное вещество есть твердый раствор незаряженных свободных окислов. Такие модернизированные воззрения нашли свое завершение в последних сводках и минералогических таблицах Штрунца (1949) и последнем издании «System of Mineralogy» (1944), однако, как мы видим, для этой группы минералов — без достаточных экспериментальных доказательств.

Материалы моих исследований, проведенных в 1947—1948 гг., показывают, что структуры всех главнейших метамиктных ниоботанталатов и титанониобатов, поскольку об этом можно судить по дебаеграммам, полученным после рекристаллизации вещества минералов в результате длительного нагревания, во всяком случае, отличны от колумбита. Метамиктное же вещество представляет собой не бесструктурный твердый раствор отдельных окислов, а субдисперсную кристаллическую систему с размерами отдельных неделимых порядка $\sim 50 \text{ \AA}$, что сближает их по физическим свойствам с твердыми коллоидами. Последнее было мною же доказано получением дифракционного эффекта на электронограммах непрокаленных метамиктных минералов (1947 г.). Таким образом, изложенные новейшие представления о классификации и положении метамиктных ниоботанталатов и титанониобатов в системе минеральных тел как бы совершенно отвергают старые, твердо укрепившиеся среди химиков-минералогов воззрения о существовании в природе солеобразных соединений ниобиевой и танталовой кислот, а также их производных и аналогов.

Как указано выше, реальных оснований для этих воззрений нет; ими не могут служить некоторые чисто умозрительные аналогии между кристаллическими минералами этой группы и метамиктными. Физическое состояние этих двух групп тел настолько различно, что предопределяет и совершенно иные, резко отличные физико-химические функции, которые, собственно, и должны учитываться при создании всякой рациональной классификации.

В то же время подробный анализ литературы показывает, что нет реальных оснований отрицать возможность существования солеобразных соединений ниобиевых и танталовых кислот, а также комплексных ниоботитановых кислотных радикалов. Действительно, как известно, в неорганической химии существование ниобиевых и танталовых кислот и соответствующих их солей с сильными основаниями не вызывает сомнений.

Известные соли NaNbO_3 , KNbO_3 , LiNbO_3 исследовались структурно Киллом (1932), и у автора не оставалось сомнения в солеобразном характере этих соединений. Трудно было представить себе, что в структуре подобного соединения такие неустойчивые и сильные электроположительные ионы, как Na^{+1} и другие, могли существовать в качестве самостоятельной оксидной группы $\text{Na} - \text{O}$ и ей подобных, не связанных с отрицательно заряженным комплексным анионом $[\text{NbO}_3]^{-1}$.

В старых работах Холмквиста (1898) приводятся многочисленные эксперименты по получению соединений, представляющих собой именно соли ниобовых кислот, вплоть до получения солей — аналогов природного пироклора $\text{CaNb}_2\text{O}_6 \cdot \text{NaF}$. Барт (1926) также работал с искусственно приготовленными солями YNbO_4 и YTаO_4 и установил их кристаллоструктурную тождественность с природным фергусонитом, причем при интерпретации структуры он не высказывал сомнений в солеобразном характере данного соединения. В работе Брандербегера (1931) о структуре коппита или в последующих работах Рейнинга (1933) и Бьерликке (1934)

о структурах микролита нигде не говорится, что кристаллохимически исследованные ими минералы следует считать сложными окислами, а не солеобразными соединениями. Только в работе Гертнера (1930), в части, касающейся главным образом перовскита, а также в работе Штурдиванта (1930) о структуре колумбита находим указания на возможность интерпретации структур этих минералов как сложных окислов.

Таким образом, категорическое отнесение всей группы ниобатов к сложным окислам авторами последних минералогических справочников, особенно Штрунцем, Эвансом и в значительной мере авторами нового издания «System of Mineralogy» Дэна (как, очевидно, и в оригинальных работах) не имеет достаточного основания и объясняется целиком широкими научными экстраполяциями самих авторов сводок.

Ошибочно довольно широко распространенное мнение, что всякая классификация и систематика, в том числе и минеральных тел, должна служить только целям удобства пользования определенным количеством научного материала и, по-существу, удовлетворять только этому требованию. Помимо удобства, всякая систематика должна являться синтезом нашего научного представления о сумме явлений или фактов, вскрывать особенности, присущие каждой их группе, и быть основанной на научных принципах, дающих возможность правильно оценивать и накапливать дальнейшую сумму фактов, подтверждающих или опровергающих вложенную в систематику научную идею. С этой точки зрения, каждая классификация и систематика определенной группы тел должна отражать прежде всего их главные физико-химические особенности, а в применении к минералам — состав и расположение структурных элементов в пространстве, т. е. кристаллохимические особенности каждого природного соединения — минерала. Очевидно, что особое физическое состояние метамиктных минералов, резко отличное от настоящих кристаллических тел и сближающее их, по ряду свойств и вытекающих из них физико-химических функций, с твердыми коллоидными системами, предопределяет необходимость выделения этих минералов в самостоятельную группу субдисперсных скрытокристаллических систем.

Эта группа минералов может быть противопоставлена резко отличным от них кристаллическим ниоботанталатам, хорошо изученным кристаллохимически, — колумбиту, тапиолиту, стибитанталиту, торолиту, симпсониту и им подобным. Не предопределяя отнесения метамиктных ниоботанталовых и сложных комплексных ниоботитановых минералов к структурно-химическому типу окислов или солеобразных соединений, следует, однако, отметить, что достаточных оснований для первого представления пока нет. Быть может, нет обоснованных мотивов и для отрицания существования в природе солей указанных кислородных кислот. Поэтому условно я считаю более удобным рассматривать метамиктные минералы этой группы как ниоботанталаты и соответствующие титанониобаты, т. е. относить их к группе солеобразных кислородных соединений. Рассматриваемые минералы, вследствие перехода в метамиктное состояние, настолько резко отличаются от нормальных кристаллических минералов подобного им ряда, что я считаю совершенно необходимым выделение их в самостоятельную группу, объединяемую общностью физических и химических функций. В результате проведенных мною в 1947—1948 гг. подробных экспериментальных исследований эти особенности могут быть в общем виде сформулированы следующим образом.

1. Метамиктные ниоботанталаты по физическим структурным особенностям представляют собою минералы, резко отличные от всех минеральных тел, обладающих нормальными кристаллическими структурами.

Это предопределяет наличие ряда особых, специфических свойств, присущих только данным минералам. Они представляют собой субдисперсные агрегаты, с размерами отдельных частиц порядка 30—60 Å, возникшие за счет дезинтеграции и перегруппировки нормального кристаллического вещества, без изменения внешней формы образовавшихся ранее кристаллов. Этот метамиктный распад, или агрегатная перегруппировка вещества в твердой фазе, происходит в природном процессе, вероятно, за счет энергии радиоактивного распада.

2. По комплексу физических свойств метамиктные ниоботанталаты отличаются следующими особенностями:

а) обладают большим запасом свободной внутренней энергии, чем нормальные кристаллические тела аналогичного состава, за счет увеличения поверхностной энергии частиц метамиктного агрегата, находящегося в субдисперсном состоянии. Эта неустойчивая термодинамическая система устойчиво существует в природных условиях только благодаря постоянной поддержке статического равновесия в ней кинетической энергией радиоактивного распада содержащихся в этих минералах U, Th и промежуточных продуктов их распада;

б) при нагревании, благодаря кинетической энергии, сообщаемой субдисперсным частицам минерала, в определенный момент наступает эффект «рекристаллизации», теоретически разработанный Г. Тамманом (1931) для аналогичного явления в металлах. Рекристаллизация приводит к укрупнению частиц до размеров, видимых в микроскопе, что сопровождается выделением избыточного тепла за счет уменьшения свободной поверхностной энергии частиц. Как показали мои термографические исследования, это количество тепла может достигать величин порядка 50—80 кал/г. Количество энергии, сообщаемое нагреванием до наступления начала рекристаллизации, сопровождающейся экзотермическим эффектом, для каждого типа кристаллохимической структуры, т. е. для каждого минерального вида, является приблизительно константным (аналогично опытным данным Таммана для металлов), вследствие чего начало рекристаллизации при одинаковой скорости нагрева наступает в определенном температурном интервале, также константном для метамиктного минерала;

в) метамиктные минералы «рентгеноаморфны», т. е. при разрешающей способности рентгеновых трубок, работающих на излучении волн с $\lambda \approx 1—1,5$ Å, дают при величине частиц агрегата порядка 30—50 Å настолько размазанные интерференционные кольца, что рентгеновские снимки аналогичны таковым для аморфных тел. Кристаллическое строение субдисперсных частиц улавливается только при применении длины волн порядка 0,06 Å, т. е. на электронографе. После прокаливания и рекристаллизации (т. е. укрупнения частиц) метамиктные минералы дают нормальную для кристаллических тел картину рентгеновской интерференции;

г) по физическим функциям, в связи с субдисперсным агрегатным состоянием, метамиктные ниоботанталаты вполне отвечают твердому коллоиду, со всеми присущими этому состоянию твердого тела свойствами, в том числе — чрезвычайно большой поверхностной суммарной энергией частиц, что вызывает явления широкого сорбционного обмена с окружающей средой. Это обуславливает неустойчивость и изменчивость валового состава, определяемого сложными процессами взаимодействия минерала с окружающей геохимической средой месторождения, и гидратацию, с прочным удержанием частиц воды силами поверхностного натяжения (прилипания) субмикроскопических частиц.

По аналогии с коллоидами, в метамиктных минералах «растворителем» или дисперсионной средой, будут частички основного кристаллического

соединения — минерала, а «растворимым», или диспергированной фазой — адсорбированные, разнообразные и в переменном количестве окислы и ионы отдельных, главным образом электроположительных элементов. Подобные случаи известны для минералов, образовавшихся из настоящей коллоидной фазы, например, вада, лампадита, асболана, рабдионита, литиофорита и других минералов этого ряда. Как известно, в этих минералах дисперсионная среда представлена раскристаллизованным пиролюзитом, а дисперсионная растворенная фаза — адсорбированными окислами Mg, Al, Co, Fe, Li, а также Pb, W, Cu и другими, в зависимости от геохимической обстановки месторождения.

3. В химическом отношении метамиктные минералы этой группы представляют подвижные неустойчивые системы с параметрами, меняющимися в зависимости от степени и характера обменной сорбции. Как показывают пересчеты анализов, произведенные мною для 180 минералов, основные колебания наблюдаются в соотношениях атомов группы А, т. е. катионов, что целиком отвечает приведенным выше выводам о коллоидоподобной физической структуре метамиктного вещества. Однако некоторые изменения возможны в группе В, главным образом за счет выноса ниобия в щелочной среде, так как известно, что щелочные соли ниобия легко растворимы. Валовой химический состав, как и в общем случае коллоидных систем, не является химической константой метамиктных ниоботанталатов и не может быть основой для определения минерального вида или разновидности. Состав кристаллической «дисперсионной» среды, составляющей основу сложного вещества метамиктных ниоботанталатов, вероятно, сравнительно прост и ограничивается для всей группы только немногочисленными типами соединений. Как показывают пересчеты анализов наименее измененных структурно при метамиктном распаде минералов и экспериментально полученных искусственных соединений, а также анализы кристаллических неметамиктных минералов (микролита, фергусонита, пирохлора, колумбита и др.), вся эта группа, по-видимому, может удовлетворять двум типам формул: $M^{++} R_2O_3$ и $M^{++} R_2O_6$, соответствующих мета- и ортониобатам. Необходимость в чересчур широком и подчас искусственном привлечении явлений изоморфизма отпадает, так как возможная естественная сорбция коллоидоподобным метамиктным веществом части U и Th, а также Al, W, Sn, Zr, и других исключает необходимость вводить их обязательно в формулу, т. е. считать структурными элементами кристаллической решетки. Большинство этих элементов является незакономерными и непостоянными абсорбированными примесями, не входящими в структуру и, следовательно, не определяющими минерала, что доказывается также произведенными рентгеновскими исследованиями.

4. Изучение рентгеновских структур показывает, что для всех кубических ниоботанталатов имеется один структурный мотив, одна пространственная группа и подобные размеры элементарной ячейки, колеблющиеся в пределах возможной ошибки опыта. Точно такое же подобие или полная аналогия дебаеграмм имеется для квадратных минералов (типа фергусонита), а из ромбических — для крайних членов ряда виикита¹, для самарскита — хлопинита и других.

Подобный результат исследований доказывает, что основная кристаллическая субдисперсная фаза для каждой группы минералов, могущих резко отличаться по валовому химическому анализу всего агрегата в целом, сложена определенным, основным для каждой группы соединением,

¹ Рентгеновское изучение виикитов, сделанное мною в 1947 г. показало, что среди этих минералов мы имеем как кубическую структуру (пирохлора), так и ромбическую.

вероятно, с весьма ограниченными явлениями изоморфного замещения в катионной части. Иначе трудно было бы объяснить полное подобие структур у таких резко отличных по составу минералов, как пироклор (микролит) — бетафит — эльсвортит — гатчеттолит — менделеевит или черный и светло-желтый виикит, самарскит — хлопинит и т. д. Изложенное тем более вероятно, что, как доказано работами по изучению структуры искусственных ниобатов, замена катионов в решетке очень резко скажется на ее параметрах, в то время как при замене Nb на Ta параметры решетки остаются без изменения.

Таким образом, значительную часть электроположительных ионов, обнаруживаемых при анализе метамиктных ниоботанталатов, следует относить к адсорбированной фазе, не входящей в структуру соединения и не определяющей видовой индивидуальности того или иного метамиктного минерала этой группы. Между тем, на их различии и соотношениях и строились преимущественно до настоящего времени запутанная классификация и минералогическая номенклатура этих минералов.

Изложенные выше соображения, вытекающие из материалов проведенных мною исследований, позволяют предположить возможность следующей схемы классификации и номенклатуры метамиктных минералов группы ниоботанталатов и сложных титанониобатов.

КЛАСС: НИБОТАНТАЛАТЫ И ПРОИЗВОДНЫЕ КОМПЛЕКСНЫХ КИСЛОТ НИОБИЯ, ТАНТАЛА И ТИТАНА (ТИТАНОНИОБАТЫ)

А. Ряд нормальных кристаллических тел

I. Тип ABX_4

а). Ромбические: группа стибиотанталита. Пространственная группа Pna ; $Z = 4$; A — Sb, Bi, Sn; B — Ta, Nb.

1. Стибиотанталит — $Sb(Ta, Nb)_4O_4$ или $Sb_4(Ta, Nb)_4O_{16}$. Ромбодипирамидальный. Пространственная группа — Pna ; $Z = 4$; $a_0 — 4,91$; $b_0 — 5,54$; $c_0 — 11,78$; $a_0 : c_0 : b_0 = 0,4173 : 1 : 0,4705$.

2. Бисмутотанталит — $Bi(Ta, Nb)_2O_4$. Ромбодипирамидальный. Структура не изучена, возможно, аналогична стибиотанталиту. $a : b : c = 0,4266 : 1 : 0,4848$ (кристаллографические).

3. Торолит — $(Sn, Sb)Ta_2O_{7-8}$. Моноклинный? (ромбический?) Структура и кристаллография плохо изучены.

б). Гексагональные: группа симпсонита.

1) Симпсонит — $Al_2Ta_2O_8$. Гексагонально-дипирамидальный. Пространственная группа — $6/m$; $a_0 — 7,376$; $c_0 — 4,514$; $c_0/a_0 — 0,61195$.

II. Тип AB_2X_6

а) Квадратные: группа тапиолита. Пространственная группа $P4/mnm$; $Z = 2(?)$; A — Fe, Mn (Sn?); B — Ta, Nb.

1. Тапиолит — $(Fe, Mn)Ta_2O_6$. Дитетрагонально-дипирамидальный. Пространственная группа $P4/mnm$; $Z = 2$; $a_0 — 4,745$; $c_0 — 9,21$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,941$.

2. Моссит — $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$. Структура аналогична тапиолиту. $a_0 — 4,711$; $c_0 — 9,12$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,936$.

3. Иксиолит = тапиолиту — $(Fe, Mn, Sn?) (Ta, Nb)_2O_6$. Структура аналогична тапиолиту. Содержит тонкодисперсные включения касситерита.

- б) Р о м б и ч е с к и е: группа колумбита. Пространственная группа $Pbcn$ (в иной установке $Pcan$); $Z = 4$; $A - Fe, Mn (Sn?) (Ca?)$; $B - Nb, Ta$.
 1. Колумбит — $(Fe, Mn) (Nb, Ta)_2O_6$ или $(Fe, Mn)_4 (Nb, Ta)_8O_{24}$. Ромбодипирамидальный. Пространственная группа $Pbcn$; $Z = 4$; $a_0 - 5,082$; $b_0 - 14,238$; $c_0 - 5,730$; $c_0 : b_0 : a_0 = 0,4024 : 1 : 0,3569$.
 2. Танталит — $(Fe, Mn) (Ta, Nb)_2O_6$. Структура идентична структуре колумбита. Размеры элементарной ячейки не установлены, но, вероятно, близки $a : b : c = 0,8304 : 1 : 0,8732$ (кристаллографические).
 3. Манганколумбит — $(Mn, Fe) (Na, Ta)_2O_6$ и мангантанталит $(Mn, Fe) (Ta, Nb)_2O_6$. Структуры не изучены, но, вероятно, идентичны колумбиту, с несколько отличными параметрами элементарной ячейки.

В. Ряд метамиктных, коллоидоподобных минералов

Минералы, перешедшие в результате метамиктного распада в субдисперсные коллоидоподобные агрегатные системы с размерами отдельных кристаллических частиц порядка 30—50—100 Å. Изучение структур рентгеновскими методами возможно только после рекристаллизации, т. е. укрупнения кристаллических частиц, что достигается прокаливанием максимально до температуры 800°. Валовой химический состав внешне однородного вещества сильно колеблется благодаря явлениям сорбции между метамиктным минералом и геохимической средой. К адсорбированным примесям, не входящим в структуру кристаллических частиц минерала, могут относиться $K, Mg, Mn, Fe^{II+III}, Al, U^{IV+VI}, Pb, \Sigma Y, \Sigma Ce, Si, Sn, Zr, W, Bi$ и H_2O . После рекристаллизации (прокаливания) за счет дегидратации и изменения объема при укрупнении частиц, изменяются некоторые физические свойства: увеличиваются удельный вес и показатели преломления в некоторой прямой зависимости от содержания H_2O .

Г. Тип ABX_4

- а) К у б и ч е с к и е: группа пироклора. Метамиктные, коллоидоподобные. За редким исключением рентгеноаморфные. Рекристаллизация при нагревании сопровождается экзотермическим эффектом. Начало рекристаллизации — при температуре 500—600°. Пространственная группа — $Pd3m$; $Z = 8$; $A - Ca, Na, \Sigma Ce, (Fe^{II}) (U^{IV})$; $B - Nb, Ta, Ti, (Si?)$; $X - O, OH, F$.
 1. Пироклор — $[(Na, Ca), (Ce, Th, U^{IV})]_2 (Nb, Ta)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 500-550^\circ C$. $a_0 - 10,33 \pm 0,05$ Å. Возможные (ограниченно) изоморфные примеси в группе $A - Fe^{II}, Ce, U^{IV}, Th$; в группе $B - Ta, Ti, Si (?)$. Адсорбированные примеси см. выше.

Следующие, установленные чисто химически виды и разновидности представляют собой пироклор с разным количеством меняющихся адсорбированных примесей.

К о п п и т — $[(Na, Ca)(Ce, Fe)]_2 Nb_2O_{6-7} (O, OH, F)$; кристаллический, $a_0 - 10,37$ Å.

Г а т ч е т т о л и т — $[(Na, Ca)(U^{IV} Fe)]_2 (Nb, Ta, Ti)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: $U^{IV+VI}, \Sigma Y, \Sigma Ce, Pb, Fe^{III}, Th, Zr, Sn, Si, H_2O$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 500^\circ$, $a_0 - 10,29$ Å.

Э л ь с в о р т и т — $[(Ca)(U^{IV}, Fe)]_2 (Nb, Ti, Ta)_2 O_{6-7} (O, OH, F)$. Адсорбированы: $U^{IV+VI}, \Sigma Y, \Sigma Ce, Pb, Fe^{III}, Si, H_2O$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 500^\circ (?)$. $a_0 - 10,28 - 10,36$ Å.

Б е т а ф и т — $[(Ca)(U^{IV}, Fe)]_2 (Nb, Ti, Ta)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: $U^{IV+VI}, \Sigma Y, \Sigma Ce, Pb, Fe^{III}, Sn, Si, Al, Mn, H_2O$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 600^\circ (?)$. $a_0 - 10,23$ Å.

Самирезит — $(U^{IV}, Fe)_2 (Nb, Ti, Ta)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: U^{IV+VI} , Ce, Pb, Al, Sn, H_2O . Быть может, Ca вынесен из измененного минерала за счет обменной сорбции. Не изучен рентгенографически и термографически.

Бломстрандит — $[(Ca)(U^{IV}, Fe)]_2 (Nb, Ti, Ta)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: U^{IV+VI} , Ce, Pb, Bi, Mn, Mg, H_2O . Рентгенографически и термографически не изучен.

Мариньякит — $[(Na, Ca)(Ce, Th)]_2 (Nb, Ti, Si?)_2 O_{6-7} (OH)$. Адсорбированы: U^{IV+VI} , ΣCe , ΣY , Si, H_2O . Рентгенографически и термографически не изучен.

Эндейолит — хальколамприт $[(Na, Ca)(Ce, Fe)]_2 (Nb, Si?)_2 O_{6-7} (O, OH, F)$. Адсорбированы: Sn, Si, Mn, H_2O . Не изучен.

Менделеевит — $[(Na, Ca)(U^{IV})]_2 (Nb, Ti)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: U^{IV+VI} , Pb, Fe, K, TR, H_2O . Начало рекристаллизации при температуре $\sim 630^\circ$. $a_0 = 10,28 \text{ \AA}$.

2. Микролит — $(Ca, Na)_2 (Ta, Nb)_2 O_{6-7} (O, OH, F)$. Часто неметамиктный. Пространственная группа — $Fd\bar{3}m$; $Z = 8$; $a_0 = 10,36 \pm 0,04 \text{ \AA}$. Изоморфные примеси: в группе А — Ce, Fe; в группе В — Nb.

Следующие виды и разновидности представляют собой метамиктный микролит с различным количеством адсорбированных примесей.

Неотанталит — $[(Na, Ca)(Fe)]_2 (Ta, Nb)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: Mn, Sn, Si, H_2O . Вероятно, часть Ca вынесена из минерала при обменной сорбции. Рентгенографически и термографически не изучен.

Джалмаит — $[(Ca)(U^{IV})]_2 (Ta, Ti)_2 O_{6-7} (O, OH)$. Адсорбированы: U^{IV+VI} , Pb, Fe, Bi, W, Sn, H_2O . Вероятно, часть Ca вынесена из минерала при обменной сорбции. Не изучен.

б). Квадратные: группа фергусонита. Метамиктные. При рентгеновских исследованиях дебаеграммы не обнаруживают интерференционных дужек. Начало рекристаллизации при температуре $510 - 575^\circ$. Пространственная группа $P4/m$; $Z = 8$; А — ΣY , ΣCe , U^{IV} , Fe; В — Nb, Ta, Ti. Остальные элементы, обнаруживающиеся анализами, вероятно, — адсорбированные примеси (см. выше).

1. Фергусонит — $[(Y, Ce)(Fe, U^{IV})](Nb, Ta)_2 O_4$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 510 - 575^\circ$. Пространственная группа $P4/m$; $Z = 8$; $a_0 = 7,74 \text{ \AA}$; $c_0 = 11,31 \text{ \AA}$; $a_0 : c_0 = 1 : 1,461$.

Минеральные виды и разновидности, представляющие собою фергусонит с различным количеством меняющихся адсорбированных примесей:

Ризерит — $[(Y, Ce)(Fe, U^{IV})](Nb, Ti)_2 O_4$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 510 - 575^\circ$. Структура идентична структуре фергусонита. $a_0 = 7,74 \text{ \AA}$; $c_0 = 11,41 \text{ \AA}$. Адсорбированные примеси: Ca, Fe, U^{IV+VI} , Sn, Al, H_2O .

Сипилит = фергусониту. Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Ca, Be, H_2O , Fe, Zr, W, Sn. Структурно и термографически не изучен.

Браггит = фергусониту. Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Ca, Sn, H_2O .

2. Форманит — $[(Y, Ce)(Ca, U^{IV})](Ta, Nb)_2 O_4$. Танталовый аналог фергусонита. Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Th, Fe, Mn, H_2O . Структурно и термографически не изучен.

II. Тип AB_2X_6

а. Ромбические. Минералы метамиктные. Рекристаллизация при нагревании сопровождается экзотермическим эффектом, температура начала которого у различных минералов различна, но в общем всегда выше, чем у кубических и квадратных типа ABX_4 . Рентгенографически

изучены рекристаллизованные образцы методом Дебая — Шеррера. Расчет дебаеграмм показал, что структура их отвечает, по-видимому, ромбической симметрии решетки. Сравнением межплоскостных расстояний установлена аналогия или близость структур для следующих минералов:

группа самарскита — самарскит, хлопинит и их разновидности;
группа ферсмита (диморфен пирохлору?);
группа виикита — виикит и его разновидности;
группа эвксенита — эвксенит, поликраз и их разновидности;
группа эшинита — эшинит, блонстрандин, прайорит и их разновидности.

Со стороны химической конституции представляют собой ниобаты или титанониобаты, где титан входит в группу В в качестве основной составной части.

Группа самарскита. Метамиктные. Рекристаллизация при нагревании сопровождается экзотермическим эффектом. Начало рекристаллизации при температуре ~ 650 — 670° . Пространственная группа и постоянная решетки не могут быть вычислены из дебаеграмм. А — Y, (Ce), U^{IV} , (Fe); В — Nb, Ta, Ti. Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Th, Fe, Ca, Pb, Sn, W, Zr, Al, Be, Mn, Si, H_2O и др.

1. Самарскит — $[(Y, Ce)(U^{IV}, Fe)](Nb, Ta)_2O_6$. Начало рекристаллизации при температуре 650° . $a : b : c = 0,5456 : 1 : 0,5177$ (кристаллографические). Дебаеграммы дают ромбическую структуру. Адсорбированные примеси см. выше.

Следующие минералы являются, вероятно, разновидностями самарскита, с разным количеством и соотношением адсорбированных примесей.

И т т р о т а н т а л и т = самарскиту, с избытком Ta над Nb в группе В. $a : b : c = 0,5412 : 1 : 1,1330$ (кристаллографические). Дебаеграмма аналогична таковой самарскита, что указывает на подобие структуры. Термографически не изучен. Адсорбированные примеси — как у самарскита.

И ш и к а в а и т = самарскиту (Fe, Y, U^{IV}) (Nb, Ta) $_2O_6$; $b : a : c = 0,529 : 1 : 1,213$ (кристаллографические). Не изучен. Адсорбированные примеси: Ca, Mg, Mn, Al, U^{IV+VI} , Sn, Ti, H_2O .

Х л о п и н и т — $[Y(Fe, U)](Nb, Ti)_2O_6$? Богат Ti в группе В, аналог самарскита. Дебаеграмма аналогична таковой самарскита, что указывает на полное подобие структуры. Начало рекристаллизации при температуре 665° . Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Fe, ΣCe , Th, Be, Mg, Ca, H_2O . Группа ферсмита.

1. Ферсмит (Ca, Ce) (Nb, Ti) $_2$ (O, OH, F) $_6$. Вероятно, диморфен пирохлору. Частью изотропизирован метамиктным распадом, так как после нагревания несколько рекристаллизуется и дает большее количество линий на дебаеграммах. $a : b : c = 0,377 : 1 : 0,336$ (кристаллографические). Адсорбированные примеси: Fe, Al, Th, Mn, Mg, Na, Si, H_2O .

Группа виикита.

1. Виикит — $[(Y, Ce)(U^{IV}, Fe, Ca)](Nb, Ta, Ti, Si)_2$ (O, OH) $_6$? Минерал крайне изменчивого химического состава, с неустановленной формулой. Дебаеграммы показали, что минералы этого сложного ряда даже в крайних членах серии (α -виикит и γ -виикит) обладают совершенно идентичной структурой. Начало рекристаллизации при температуре ~ 690 — 710° . Термограммы показывают наличие нескольких фаз — примесей. $a : b : c = 0,536 : 1 : 0,528$ (кристаллографические). Явления обменной сорбции в ряду минералов группы виикита, по-видимому, развиты в высшей степени. Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Fe, ΣCe , Zr, Sc, Bi, Pb, Sn, Th, Mn, Al, H_2O .

Н у о л а и т = виикиту. Дебаеграммы и термограммы показали полную аналогию с членами виикитовой серии.

Л о р а н с к и т = виикиту. Разновидность виикита с большим количеством примеси адсорбированного Zr.

Группа эвксенита. Метамиктные. При нагревании происходит рекристаллизация, сопровождающаяся экзотермическим эффектом в интервале температур 700—710°. Пространственная группа и постоянная решетки не могут быть вычислены из дебаеграмм, однако приближенный расчет показывает, что минералы, вероятно, имеют решетку ромбической симметрии. В химическом отношении характерно постоянное наличие большого количества титана, изоморфно замещающего Nb в группе В. А — ΣY , ΣCe , U^{IV} , (Th), Fe; В — Ti, Nb, Ta. Адсорбированные примеси: Ca, Pb, Al, ΣCe , Th, U^{IV+VI} , Sn, Zr, W, Bi, H_2O .

1. Эвксенит — $[(Y, Ce)(U^{IV}, Fe)](Nb, Ti, Ta)_2O_6$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 710^\circ$. Изучение и расчет межплоскостных расстояний на дебаеграммах показывают, что минерал ромбический. $a : b : c = 0,3789 : 1 : 0,3527$ (кристаллографические). Адсорбированные примеси см. выше.

П о л и к р а з — $[(Y, Ce)(U^{IV}, Fe)](Ti, Nb, Ta)_2O_6$. Минерал, по видимому, совершенно аналогичен эвксениту и отличается чисто химически — преобладанием Ti над (Nb, Ta) в группе В. Известны переходные члены между этими двумя искусственно разделенными минералами. Не изучен рентгенографически и термографически.

Т а н т э в к с е н и т = эвксениту, с преобладанием Ta и Ti в группе В. Адсорбированные примеси — те же, что и у эвксенита.

Л и н д о к и т = эвксениту, с преобладанием Nb и Ta над Ti в группе В. Адсорбированные примеси Th, Ca, ΣCe , Mn, Sn, H_2O . Не изучен.

Э ш в е г и т = эвксениту. Адсорбированные примеси: Th, частью TR, H_2C . Не изучен.

И т т р о к р а з и т = эвксениту. В группе В — только Ti и ничтожные количества (Nb, Ta); в группе А — Th преобладает над U. Адсорбированные примеси: Th, ΣCe , Ca, W, H_2O .

Группа эшинита. Метамиктные. Рекристаллизация при температуре 730—740° (эшинит) и $\sim 500^\circ$ (прайорит). Дебаеграммы показывают сходство, но не полную аналогию в структуре всех минералов, относимых к этой группе. В химическом отношении характерно преобладание ΣCe над этой группой. В химическом отношении характерно преобладание ΣCe над ΣY и Th над U в группе А, и преобладание Ti над Nb в группе В. А = ΣCe , Y, Ca, Fe, Th; В — Ti, Nb. Адсорбированные примеси: U^{IV+IV} , Sn, W, Zr, Al, Si, H_2O .

1. Эшинит — $[(Ce, Ca)(Th, Fe)](Ti, Nb)_2O_6$. Начало рекристаллизации при температуре 735°. Структура и пространственная группа не могут быть вычислены из дебаеграмм, так как минерал ромбический. $a : b : c = 0,4867 : 1 : 0,6737$ (кристаллографические). Адсорбированные примеси см. выше.

2. Бломстрандин — $[(Y, Ce)(Th, Ca)](Ti, Nb)_2O_6$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 720^\circ$. Дебаеграммы показывают только некоторое сходство с эшинитом, т. е. минерал близкий, но все же несколько отличный по структуре. $a : b : c = 0,4746 : 1 : 0,6673$ (кристаллографические). Адсорбированные примеси — те же, что и характерные для всей группы.

3. Прайорит — $[(Y)(Th, Fe)](Ti, Nb)_2O_6$. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 500^\circ$. Изучение дебаеграммы показало, что минерал несколько отличается по структуре от эшинита и бломстрандина, т. е. является самостоятельным членом серии. $a : b : c = 0,4746 : 1 : 0,6673$

(кристаллографические). Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Ce, Zr, Si, Al, H_2O и др. (см. выше).

Ампагабейт — минерал крайне неустойчивого состава и, по-видимому, является условным, определяемым только чисто химически минеральным видом. Может образоваться как вторичный продукт изменения за счет минералов группы эшинита или группы эвксенита. В этом случае дебаеграммы обнаруживают в межплоскостных расстояниях некоторое сходство с блонстрандин-прайоритом. Начало рекристаллизации при температуре $\sim 710^\circ$. По-видимому, может образоваться также за счет изменения минералов группы самарскита. В этом случае начало рекристаллизации — при температуре $\sim 670^\circ$. А — ΣY , ΣCe , Fe, U^{IV} ; В — Nb, Ti, Ta. Адсорбированные примеси: U^{IV+VI} , Th, W, Sn, Pb, Ca, Mn, Al, H_2O .

ЛИТЕРАТУРА

- Гольдшмидт В. М. Сборник «Основные идеи геохимии», вып. 1. ОНТИ, 1933.
- Старынкевич-Борнеман И. Д. Состав и строение менделеевита. — Труды Радиового ин-та, т. 110, 1930.
- Старынкевич-Борнеман И. Д. Анализ и химическая формула эшинита. — Докл. АН СССР, т. XXX, № 3, 1941.
- Старынкевич-Борнеман И. Д. Изоморфные замещения в некоторых фосфатах и титаносиликатах. Рукопись. Фонды ИГЕМ АН СССР, 1945.
- Тамман Г. Металлография. Л., Гостехиздат, 1931.
- Черник Г. П. Химический состав уральской разновидности фергусонита. — Изв. АН СССР, № 15, 1921.
- Черник Г. П. Анализ одного редкоземельного включения из пегматитов Волыни. — Изв. Росс. АН, № 1—48, 1922.
- Черник Г. П. Результаты анализов эшинитовой семьи и несколько слов по поводу минералов эшинит-блонстрандин-прайоритового ряда вообще. — Журн. Физ.-хим. об-ва, Химия, т. 61, № 5, 1929.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Barth Th. Norsk. Geol. Tidsskr., Bd. 9, 1926.
- Bjørlikke H. Norwegische Mikrolithminerale, ein Vorkommen von Mikrolith in Iveland, Setesdal, S. Norwegen. — Norsk. Geol. Tidsskr., Bd. 14, H. 1—2, 1934.
- Branderberger E. Die kristallstruktur von Koppit. — Zs. Krist., Bd. 76, 1931.
- Brögger W. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit und Nephelinsyenite. — Zs. Kryst., Bd. XVI, 1890.
- Brögger W. Die Mineralien des Südnorwegischen Granitpegmatitgänge. I. Niobate, Tantalate, Titanate und Titanoniobate. — Vidensk. Selsk. Skrif. Mat.-Nat., № 6, 1906.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. III, 1918. Niobate u. Tantalate (F. Zambonini u. G. Prior.).
- Evans R. An introduction to crystal chemistry. Cambridge, 1939.
- Gaertner H. R. Die Kristallstrukturen von Loparite und Pyrochlor. — N. Jb. Miner., Abt. A, Bd. 61, 1930.
- Goldschmidt V. Geochemische Verteilung. III. Kristiania, 1924.
- Hecht F. Titanoniobate — Niobate — Tantalate. Doelter's Handbuch der Mineralchemie, Bd. IV, Abt. 2, 1929.
- Holmquist P. Synthetische Studien über die Perowskit und Pyrochlorminerale. — Bull. Geol. Inst. Upsala, 1896—1897, Bd. 3, 1898.
- Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, v. 1, 1922; v. II, 1932.
- Lokka L. Über Wiikit. — Bull. Commis. Geol. Finlande, № 82, 1928.
- Machatschki F. Zs. Krist., Bd. 2, 1930.
- Machatschki F. Die Pyrochlor-Romeit Gruppe. — Chemie der Erde, Bd. VII, 1932.
- Machatschki F. Kristallochemische Mineralformeln. — Cbl. Miner., A, № 3, 1941.
- Palache C, Berman H. a. Frondel C. Danas system of mineralogy. 7 ed., v. 1, 1944.
- Reuning E. Mikrolithvarietäten von Donkerhuk, Südwest Africa. — Chemie der Erde, Bd. VIII, H. 1—2, 1933.
- Strunz H. Mineralogische Tabellen. 2 Aufl. Leipzig, 1949.
- Sturdivant R. Zs. Krist., Bd. 75, 1930.
- Quill L. Über die Gitterdimensionen des Niobs, des Tantals und einiger Niobate und Tantalate. — Zs. anorg. u. allgem. Chemie, Bd. 208, H. 3, 1932.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Г. П. БАРСАНОВ

МАТЕРИАЛЫ К БИОГРАФИИ АКАДЕМИКА В. М. СЕВЕРГИНА

В год смерти великого русского ученого М. В. Ломоносова в семье придворного музыканта, «вольного человека» Михайлы Севергина 8 апреля родился сын Василий, которому суждено было стать прямым продолжателем научных направлений и идей, заложенных М. В. Ломоносовым в области минералогии. В. М. Севергину, академику и выдающемуся ученому, работавшему на историческом рубеже XVIII и XIX вв., принадлежит бесспорная заслуга создания в нашей стране основ минералогии как самостоятельной науки, с ясно очерченными задачами и перспективами дальнейшего ее развития.

Биографические данные о семье и происхождении В. М. Севергина крайне скудны: остается неизвестным, кто была его мать, откуда и из какого сословия происходил отец. Относительно последнего известно только, что в год поступления Василия Севергина в академическую гимназию он числился при дворцовой коллегии «придворным музыкантом». В Архиве Академии наук СССР сохранился ответ на запрос Сената¹: «Дело № 108 в ответствовании на запрос правительственного Сената Герольдмейстерской конторы о службе и прохождении чинами минералогии профессора Василия Севергина. Октябрь 10, 1797 года». В ответе, за подписью «чина канцелярии» Павла Бакунина, сообщается, что Василий Севергин, российский подданный, сын придворного музыканта, принят в академическую гимназию в 1776 г., и далее указывается «прохождение чинов» до 1797 г.

Однако в Архиве АН СССР нам удалось разыскать еще два документа, из которых следует, что у В. М. Севергина был младший брат — Павел Севергин и что отец его в 1798 г. был на службе уже в звании «придворного комиссара», т. е. по каким-то причинам оставил занятия в придворном оркестре. Первый документ² — это прошение В. М. Севергина, тогда уже академика, датированное ноябрем 1798 г., в котором он просит: обучающегося в академической гимназии с 1792 г. гимназиста Павла Севергина, как «достигшего нарочитых лет» и желающего «вступить в действительную Его Императорского Величества службу», из гимназии уволить со званием студента гимназии, для определения «к настоящей должности». Из этого документа следует, что, по-видимому, Павел Севергин не оказался достаточно способным к научной деятельности и ушел на военную службу. В аттестате, выданном ему при увольнении, находим данные о новом

¹ Архив АН СССР, разр. V, оп. 1-С, № 9, на 38 листах.

² Архив АН СССР, разр. V, оп. 1-С, № 9.

служебном положении Севергина-отца: «Аттестат. По указу Его И. В., императорской Академии наук из канцелярии дан сей студенту Павлу Севергину в том, что он, придворного комиссара сын, принят в гимназию оной Академии на казенное содержание гимназистом 1792 года, октября 4-го дня...» и т. д. Далее говорится, что он обучался языкам, истории и другим наукам с прилежанием и уволен по прошению для поступления на действительную службу со званием студента. Таким образом, отец В. М. Севергина, Михаил Севергин, «вольный человек», начав службу во Дворцовой коллегии в качестве придворного музыканта, к 1798 г. получил должность придворного комиссара. Как известно, комиссары при коллегиях (в том числе и при Дворцовой коллегии) в XVIII в. были приравнены к мелким чиновникам 14-го класса. Звание «придворного комиссара» могли иметь библиотекари, кухонмейстеры и другие мелкие дворцовые служащие. Быть может, как музыкант, отец В. М. Севергина получил эту должность вместе с обязанностью надзора за потной библиотекой дворца, однако достоверных сведений об этом нет.

В «Истории Государстве Российского» Н. М. Карамзина (т. VIII) есть попытка произвести фамилию Севергиных от казачьего атамана XVI в. Северги. М. Н. Сухомлинов указывает на носителя этой фамилии — дворянина Павла Васильевича Севергина (1697—1752), петербургского жителя, пожалованного в 1737 г. обер-секретарем Сената (см. также «Петербургский Некрополь», т. IV, 1913 г.). Однако вряд ли эти догадки относятся к предкам или родичам В. М. Севергина. Вероятнее, что отец его был из сословия «вольных крестьян» или городских «служилых людей», так как профессиональное занятие музыкой в то время считалось «низким» делом, недостойным звания дворянина.

Как бы то ни было, но отец В. М. Севергина был, несомненно, культурным и грамотным человеком. Стремясь дать сыну образование, он сумел подготовить его по русской грамоте, арифметике, рисованию, а кроме того, по трем иностранным языкам — латинскому, немецкому и французскому и 11-ти лет отдал его (в 1776 г.) в академическую гимназию: «Представленного от вольного человека Михайлы Севергина сына его малолетняго Василья, который, сверх российской грамоты, обучен уже им несколько латинскому, французскому и немецкому языкам, также арифметике и рисованию и желает начатое им не только далее продолжать, но притом обучаться такожде и другим, по склонности его, преподаваемым в академической гимназии знаниям и наукам, на собственном отца его содержании, отослать в оную гимназию; и вследствие того о допущении его, Василья Севергина, в помянутую гимназию для обучения в вышеупомянутых науках и языках на основании обучающихся при оной вольных на собственном содержании учеников, дать инспектору гимназии Бакмейстеру с сей резолюции копию».¹ Благодаря блестящим способностям и основательной подготовке В. Севергин был одним из лучших учеников. По рекомендации директора гимназии академика И. Лепехина он в 1782 г. был переведен на казенное содержание и через два года успешных занятий произведен в студенты академического университета.

Научное мировоззрение В. М. Севергина в годы учения, несомненно, формировалось под влиянием выдающегося русского натуралиста академика И. Лепехина, бывшего ректором гимназии и университета. Ученик М. В. Ломоносова и С. Крашенинникова, И. Лепехин был ярким представителем русской школы натуралистов того времени, воспитанных на материалистических традициях, исходящих из непосредственного и точного

¹ Архив АН СССР. Журнал академической комиссии от 5 сентября 1776г., № 487.

наблюдения природных явлений. Эти традиции, поддерживаемые и развиваемые также другими выдающимися учеными, воспитывавшими университетскую молодежь, — П. Палласом, Н. Соколовым, И. Георги, оказали решающее влияние и на В. М. Севергина, благодаря чему уже к началу своей научной карьеры он пришел свободным от схоластических и метафизических взглядов на естествознание. Еще будучи в университете, под влиянием свежих воспоминаний о деятельности М. В. Ломоносова, передаваемых его учениками, а также, несомненно, книг и трудов его по геологии и горному делу, которые не могли остаться неизвестными, В. М. Севергин выбирает своей специальностью минералогия, которой и остается верным всю свою дальнейшую жизнь.

По обычаю того времени наиболее способных студентов по окончании университета отправляли «для усовершенствования в науках» за границу. В. М. Севергин, зарекомендовавший уже себя «примерными успехами в науках», привлек особое внимание директора Академии наук Е. Р. Дашковой и, по представлению своего учителя И. Лепехина, поддержавшего стремление В. М. Севергина совершенствоваться в области минералогии, был в числе других даровитейших молодых ученых послан в Геттинген (1785). Для характеристики научного мировоззрения того времени и постановки образования в Академии наук чрезвычайно интересны те наставления, которые В. М. Севергин и другие отправлявшиеся за границу молодые люди получили от крупнейшего натуралиста и своего учителя И. Лепехина.

Среди восьми пунктов, точно определявших нормы поведения, характер отчета о занятиях и т. д., были следующие¹: «Предписание, данное из императорской Академии наук отправленному от оной в иностранные университеты для довершения науки студенту Севергину, как ему себя в оных вести, и чему именно обучаться...

3)...Но как по собственному твоему избранию и по склонности твоей посылаешься ты для изучения минералогии, то, во-первых, надлежит тебе прилагать старание о нужных и намерению твоему способствующих знаниях; а именно:

А) Довольное познание физики к дальнейшим успехам твоим должен ты почитать за основание.

В) Непременно нужно тебе приобрести основательное знание физической географии.

С) Хотя главный предмет упражнений твоих составляет рудословие, однако должен ты стараться снискать знание и в других царствах природы.

Д) На химию, а особливо металлургию, не менее должен ты употреблять рачения; ибо без сей последней не можешь ты достичь твоего намерения.

Е) Когда допустит тебе случай видеть разные собрания минералов, то редким из них должен ты делать краткие для себя описания и замечания о местах, где таковые находятся.

Ф) Когда прилучится тебе быть на рудниках или металлических заводах, то стараться рассматривать слои земные, покрывающие рудные жилы; признаки, по коим до рудных жил доходят; разное жил наклонение, углубление, возвышение, пересечение, самое их смешение и какой именно камень или земля маткою оным служат; и все таковые замечания рачительно тебе вносить в записную книгу.

Г) Равным образом рассматривать тебе прилежно расположения и укреп-

¹ Цит. по работе М. И. Сухомлинова (Записки Акад. наук, т. 32, кн. 2, 1879). В Архиве АН СССР «предписание», данное В. М. Севергину, на которое ссылается М. И. Сухомлинов, не сохранилось, сохранились лишь «предписания» отправленным одновременно с В. М. Севергиным Павлову (астроном) и Захарову (химик).

ления рудников, махины, как вододействуемые, так и для поднятия тяжестей служащие; строение всех заводских печей; и вникать во все подробности заводские, выгоды и недостатки оных.

Н) При странствованиях твоих не упускать случаев испытать самим собою минеральные воды, осматривать каменоломни, записывать слои крутых осыпей; замечать пространства лица земного, множеством какового-либо ископаемого отменитых, как-то: песчаные, глинистые, мергелевые и пр., плоски ли они или возвышены, наблюдать сложение и протяжение гор и слияние разных пород ископаемых в каковой-либо горный состав, ибо таковые наблюдения более тебе со временем принесут пользы, нежели малые куски ископаемых, в собраниях хранимые.

Ж) Все таковые замечания вносить тебе в данную книгу и оную по прошествии года присылать в Академию как доказательство твоего по предписанию исполнения.

4) Кроме выше предписанных тебе главных упражнений, должен ты стараться усовершенствовать себя в свободных науках и тех языках, коим ты здесь уже твердое положил основание.

5) Когда приступать будешь к прохождению каковых-либо профессорских наставлений, то об оных уведомлять тебе Академию заблаговременно; и без позволения Академии из Геттинга в другие университеты не отъезжать, но представить сие попечению Академии, которая, смотря по надобностям и успехам твоим (о коих, как и о всем прочем, должен ты через каждые четыре месяца присылать в Академию донесения и свидетельства от тамошних господ профессоров), сама сего предписать не оставит.

6) Академия за благо рассудила поручить надзирание за поведением твоим г. доктору Виллиху, коему ты должен оказывать благопристойное послушание и почтение.

7) На все твое содержание в Геттинге имеешь ты получить от Академии по 300 рублей в год, которые располагать так, чтобы оных на все твои потребности, на покупку нужных книг и плачение за наставления г. профессорам доставало, и в долги ни под каким видом не входить, ибо Академия оных платить за тебя не будет.

8) На определенное тебе жалование по третям года будешь ты получать вексели на твое имя, но если Академия уведомлена будет о небрежном твоём с деньгами обхождении, чему непременно следствием бывает развратная жизнь и трата невозвратного времени (хотя Академия сему от тебя быть не надеется), то в таком случае возвращен ты будешь обратно безвременно и подвергнешься строгому взысканию. Точное же исполнение всего предписанного составит собственное твое благополучие».

Это замечательное наставление показывает, на каком высоком уровне находилась по тому времени подготовка молодых ученых в России. Ясно видно стремление воспитать не кабинетного ученого-схоласта, а человека, умеющего прежде всего наблюдать природу, интересоваться не «философскими категориями», а практическими запросами и выводами науки, могущими оказаться полезными для развития горного дела и промышленности своего отечества. В этой программе, напоминающей о строгой научной дисциплине и ответственности, отразилась сущность материалистического подхода к познанию природы, характерного уже для первоначального этапа русской науки. Подчеркивается, что в истинной науке приматом является точное, собственное и непосредственное научное наблюдение факта, связь его с запросами и нуждами практики и широкое философское познание явлений природы в целом, а не только в рамках узкой специальности.

Если вспомнить, что эта программа датируется 1785 г., когда в среде европейских ученых в значительной мере еще царил метафизический,

а частью и мистико-схоластический подход к объяснению явлений природы, научные сведения по естественной истории черпались, часто без достаточной критики, еще из книг Кая Плиния Секунда, когда за основу бралось априорное рассуждение, а не наблюдение, — станет явным поразительно высокий уровень науки и научного метода в России.

Восьмого июля 1785 г. В. М. Севергин и три его товарища — Алексей Кононов, Яков Захаров и Григорий Павлов отплыли из Петербурга в Любек на корабле «Река Нева» корабельщика Зегера для дальнейшего следования в Геттинген¹. По прибытии в Геттинген они приступили к занятиям в университете под общим надзором и кураторством проф. Виллиха. Непосредственно занятиями студентов руководили профессора Г. Лихтенберг (физика и астрономия), И. Ф. Гмелин (химия, естественная история), А. Кестнер (математика) и другие и были довольны их успехами в науках и поведением, о чем неоднократно доводили до сведения Академии наук.

В. М. Севергин вел скромную жизнь студента, о чем свидетельствуют как отзывы Виллиха, так и размеры долга, сделанного им за все время (три с половиной года) пребывания в Геттингене. Из жалобы в Академию купца Ивана Иордана² следует, что этот долг равнялся всего 29 рублям, не уплаченным «за сахар, кофей и тому подобные мелочные товары». Помимо занятий в университете В. М. Севергин, по-видимому, часто совершал экскурсии в окрестности Геттингена, наблюдая и изучая геологические взаимоотношения пород (что отражено в его первой работе о базальте), посещал рудники, металлургические заводы, прилежно изучал химию солей (первая его работа — по химии и свойствам щелочных солей), технологию и т. д. Вместе с тем он добросовестно знакомился с уровнем и направлением развития европейской науки, несомненно, был знаком с новейшими, широко развитыми тогда в Германии геологическими идеями и минералогическими работами Г. Вернера, но главным образом, по-видимому, руководствовался указаниями И. Ф. Гмелина, которого чтит как своего учителя и о котором впоследствии писал: «Г. Доктор и надворный советник Гмелин, муж обширейших сведений. Профессор химии в Геттингенском университете; у него учился я химии, минералогии и металлургии. Как сие (речь идет о «Технической химии» издания 1786 г. — Г. Б.), так и все другие его сочинения писаны с редкою точностию, рачением и проницательностию; трудолюбие и обширные его сведения видны повсюду; для сего стоит мне только привести четыре драгоценные его сочинения... Столь же достохвальную рачительность прилагает он и в своих наставлениях и всегда отличает и поощряет тех учеников, в коих он примечает склонность к сим наукам, так что едва ли кто из учеников его без чувствительнейшей благодарности к нему быть может. Некоторые его сочинения были охуждаемы, но был ли хотя один достойный муж, коего бы зависть и злоба жалом своим уязвлять не покушались?» (1791, кн. II, стр. 118).

Занятия в Геттингене продолжались три года, по истечении которых В. М. Севергин должен был отправиться для окончания знакомства с наукой того времени в Европе, в другой крупнейший научный университетский центр — Эдинбург. Несомненно, поездка в Шотландию, страну гор, могла дать много полезных наблюдений над геологическим строением

¹ Архив АН СССР, ф. 3, оп. 1, № 327. Дело № 21, начато 1785 г. июля 13 дня, «Об отправлении в Геттинген студентов Павлова, Коконова, Севергина и Захарова для обучения наукам, о пересылке им жалования и возврате их обратно в Петербург, так о вычете у них сделанных долгов. Кончено 1794 г., февраля 28 дня». См. донесение Ив. Лепехина Е. Р. Дашковой, также рапорт смотрителя училища Зурландад и р.

² Архив АН СССР, ф. 3, оп. 1, № 327.

горных систем, ознакомить с рудниками и минералами Шотландии пытливого естествоиспытателя-минералога. Все складывалось как будто бы отлично. Из Академии был получен «ордер», датированный 12 июля 1788 г., следующего содержания¹:

«Ордер находящимся в Геттингене императорской Санктпетербургской Академии наук студентам Алексею Кононову, Якову Захарову и Василию Севергину.

При сем посылается к Вам вексель суммою в 180 р. на путевые издержки в Шотландию, то есть на каждого из Вас по 60-ти рублей, с таким притом предписанием, чтобы Вы по получении сего старались не пропустить первого удобного случая к отъезду Вашему из Геттингена, как за способнее найдется, в Гамбургу, а оттуда в Единбург морем». Далее следовали наставления о правилах поведения и строгое предписание ехать куда приказано.

В Европе в то время назревали грозные события. Франция была накануне революции, нанесшей жестокий удар аристократическим монархиям всех стран, призывавшей к прогрессу, свободе и равенству всех сословий. Приближение этих событий, повернувших политические и культурные судьбы Европы на новый путь, начало явственно ощущаться уже в конце 1788 г. «Разложение умов», охватившее Европу, должно было сказаться на мировоззрении русской молодежи, находившейся в Европе, и императорский двор Екатерины II, давно уже переставшей рисоваться либеральным вольнодумством «просвещенной монархии», состоящей в дружеской переписке с Вольтером, Дидро и Монтескье, пришел в волнение. 18 сентября 1788 г. последовала отмена распоряжения о поездке в Единбург и дан строгий приказ, за подписью директора Академии Е. Р. Дашковой, немедленно возвращаться в Петербург. На просьбы студентов о позволении направиться в Шотландию или задержаться некоторое время в Европе категорически приказано было, без объяснения причин, следовать в Петербург, и В. М. Севергин в марте 1789 г. возвратился в Академию наук.

По возвращении из-за границы молодой ученый представил отчет о своих занятиях и подвергся испытанию в приобретенных познаниях перед строгой комиссией экзаменаторов, состоявшей из академиков И. Лепехина (ботаника), П. Палласа (геология и зоология), И. Георги (химия и минералогия) и Крафта (физика и химия). В. М. Севергинным были также представлены первые самостоятельные научные работы в форме диссертации на латинском языке: «О минеральной природе и способах образования базальта» («Specimen mineralogicum de naturae et origine basaltis») и «О химической природе и разграничении щелочных солей» («Specimen chemicum de naturae et differentia salium alcalinorum»). О первой работе П. Паллас дал блестящий отзыв и рекомендовал В. М. Севергина, как достойного сочлена, в Академию. В отзыве² П. Паллас пишет, что мемуар, который он «имеет честь возвратить в Академию», настолько хорош для молодого ученого и по стилю и по содержанию, что если бы он не слышал ответов Севергина на экзаменах, то принял бы его за работу опытного и зрелого ученого. Блестящий отзыв И. Георги получила также работа В. М. Севергина по химии солей. Все это позволило И. Лепехину сделать представление директору Академии о назначении В. М. Севергина, с жалованием в 360 руб. в год, адъюнктом Академии наук по кафедре минералогии, которое и состоялось 26 июля 1789 г., что отмечено в журнале Акаде-

¹ Архив АН СССР, ф. 3, оп. 1, № 327.

² французском языке. Хранится в Архиве Академии наук СССР.

мии. С этого времени и до конца его жизни вся научная деятельность В. М. Севергина протекала в стенах Академии наук.

Начало работы В. М. Севергина в Академии совпало с новым этапом в развитии русского естествознания. Закончилась эпоха крупнейших естественнонаучных и географических экспедиций, преследовавших цели первоначального изучения природных богатств страны.

На государственные средства были организованы экспедиции Д. Мессершмидта, В. Н. Татищева, В. Геннина, И. Гмелина. Государственный надзор и разработка горных промыслов осуществлялись через Берг-коллегию и местные горные управления на Урале, в Сибири, в Олонецкой и других губерниях России. Однако сосредоточение горных богатств в управлении императорского двора вскоре пришло в противоречие с интересами правящих классов. Желание личного обогащения сталкивалось с интересами государства в целом, и после смерти Петра I началась ломка установившихся государственных экономических форм. Берг-коллегия была упразднена (1736), железные рудники Урала (гора Благодать), рудники Олонецкой губ. и другие попали в руки Бирона и его ставленника Курта фон Шемберга, а в 1739 г. был издан новый берг-регламент, по которому заводы и рудники на льготных условиях раздавались представителям правящей аристократической верхушки. Фамилия Шуваловых захватила гороблагодатские и турьинские заводы, Чернышевы — юговские заводы, Гурьев — алапаевские, Ягужинский — сылвинские и уткинские, Воронцовы — пермские. Фактически все горнозаводское дело на Урале перешло в частные руки, и влиятельные новые владельцы заводов под предлогом расширения горного дела добились казенных ссуд и приписки к заводам огромных земель и крестьян, отданных в крепостную зависимость высокопоставленным заводчикам.

При феодально-крепостнической системе хозяйства более выгодным оказывалось разрабатывать новые богатые месторождения, чем развивать сложное индустриальное производство на крупных старых рудниках. Вследствие этого научные интересы этого периода (1768—1774), естественно, были направлены главным образом на региональное исследование обширных пространств России. Непосредственным поводом для организации крупнейших экспедиций в этот период было, как известно, астрономическое явление — прохождение Венеры через солнечный диск 3 июля 1769 г. Наблюдения, проведенные в разных точках земного шара, позволили с особой точностью определить расстояние между Землей и Солнцем. Однако эта узкая задача была только предлогом, и экспедиции переросли в крупнейшие естественноисторические и географические исследования новых торговых путей и сырьевых ресурсов обширных северо-восточных, восточных и южных провинций России. Материалы этих многолетних экспедиций, собранные главным образом русскими учеными (Н. Рычков, В. Зуев, Н. Соколов, И. Лепехин, Н. Озерецковский и др.), а также приглашенными в Академию наук иностранцами (П. Паллас, С. Гмелин, И. Гильденштедт, И. Фальк), оказали большое влияние на развитие не только русской, но и мировой науки.

Однако выдающиеся успехи русской науки, достигнутые в 60-е — 70-е годы XVIII в., не развивались далее; экспедиции были свернуты, и дальнейшая работа в этом направлении оказалась не под силу пришедшей в упадок экономике государства. Императорский двор отпускал средства только на поиски и добычу драгоценных камней, удовлетворявших пышному тщеславию екатерининского двора.

Недостаток денежных средств сказался и на работе Академии наук в целом. Основанная Ломоносовым химическая лаборатория, пострадав-

шая от наводнения 1777 г., приходит в упадок. Крупнейшие ученые, сделавшие большой вклад в науку исследованием пространств нашей родины, занимались только систематизацией накопленных материалов, обработкой дневников своих путешествий (Паллас, Георги, Лепехин), составлением каталогов коллекций и их описанием. Новые региональные исследования ограничиваются небольшими поездками Э. Лаксмана на Валдай и в Олонецкую губ., В. Зуева — в южные провинции России (1778—1779), П. Палласа — в Крым (1793—1794), Н. Озерецковского — в районы Онежского и Ладожского озер (1785). Русская наука, в том числе и минералогия, начинает идти по пути развития обобщений, вытекающих из систематизации и обработки материалов, накопленных в результате широких региональных исследований. Создается и развивается новая форма организации научной работы — кабинет естественной истории, музей. Минеральные кабинеты Академии наук, Вольного экономического общества и музей Горного училища становятся центрами развития геологических наук в Петербурге, а музей Московского университета — в Москве. Наряду с этим передовые ученые того времени (Н. Озерецковский, И. Лепехин, Н. Соколов, И. Георги, П. Паллас и др.) стремятся сделать науку и просвещение широким достоянием русского общества, поставить ее на службу интересам отечества, привлекая в науку через горные и народные училища, академическую гимназию и университет, Вольное экономическое общество и другие учреждения энергичных и способных людей из числа мелких чиновников, вольных крестьян, солдатских детей.

В этот период началась самостоятельная научная работа и В. М. Севергина. Отлично понимая пользу науки для культурного развития страны и ее экономического благосостояния, В. М. Севергин с самого начала своей деятельности выступал как неумолимый пропагандист и популяризатор минералогии — науки, тогда мало еще кому известной.

Публичные лекции русских академиков на различные темы привлекали в то время внимание всего культурного общества. Блестящий оратор, В. М. Севергин, излагавший к тому же предмет простым, доступным широким кругам языком, сумел заинтересовать общество. Лекции, читанные им в Академии наук в 1792—1793 и 1797—1800 гг., а также лекции по минералогии в Медико-хирургической академии, по пробирному искусству в Горном институте (1798—1801) способствовали широкому распространению минералогических знаний в нашем отечестве. Успех публичных лекций В. М. Севергина был настолько велик, что именно за это в 1793 г., по представлению директора Академии наук княгини Дашковой, он был произведен в профессора минералогии, а затем избран первым академиком по этой дисциплине. «В прошлом 1792 году адъюнкт Василий Севергин читал публичные лекции по минералогии и доказал знания свои в сей науке так, что вся публика, которая пользовалась его наставлениями, отдает справедливость в его знаниях, к чести Академии служащие»¹. Таким образом, в возрасте 28 лет В. М. Севергин (одновременно с Т. Ловитцем) вошел как полноправный член в число крупнейших ученых-натуралистов Академии наук.

В этот же период В. М. Севергин подготовил и издал первую книгу своих капитальных трудов по минералогии — «Начальные основания естественной истории, содержащая царства животных, произрастаний и ископаемых», вышедшую в 1791 г. В части I и II книги содержится описание минералов и частично горных пород (в то время часто не различивавшихся от собственно минералов), входящих в разделы «солей», «камней»

¹ Архив Конференции Академии наук 6 мая 1793 г.

и «земель» по принятой тогда классификации. Изложенный в нем материал представляет собой первый опыт создания общей минералогической литературы на русском языке, отражающей определенное направление, наметившееся в русской науке, а также и сумму накопленных в России минералогических знаний.

В. М. Севергин, тогда еще 26-летний адъюнкт, естественно, следует в расположении материала и частью в тексте западноевропейским образцам (Г. Кирвану, А. Кронштедту). Однако, по существу, как эта его книга, так и многие другие, написанные впоследствии (см. список трудов В. М. Севергина), являются не просто переводами, как иногда указывается, а оригинальными исследованиями, отражающими самобытность и самостоятельность русской минералогической мысли. Это особенно наглядно видно в предисловии, где В. М. Севергин излагает ряд собственных мыслей о значении минералогии, существе ее предмета, целях, задачах и путях дальнейшего развития. В многочисленных примечаниях (например, о базальте, стр. 235; о «добровольном разрушении камней через долговременное лежание на воздухе» и т. д.) высказываются оригинальные мысли, оказавшиеся в дальнейшем правильными, о происхождении горных пород, о процессах разрушения и цементации минералов. Здесь раньше многих европейских ученых, намечается необходимость развития химического направления в минералогии и делается попытка внесения химических идей в чисто описательные системы минералов, составляющие содержание минералогии в понимании Г. Вернера и других европейских ученых. В общей части трактуется понятие о минерале, дается определение «землям, солям, горючим и металлическим телам», перечисляются известные тогда «земли» и «металлы», разбирается химическое родство «земель» между собою, разница между химическим соединением и механической смесью, т. е. вопросы, наиболее существенные для дальнейшего развития минералогии.

Большое внимание как в этой книге, так и в вышедших позднее уже полностью оригинальных «Первых основаниях минералогии» (1798), уделяется указаниям нахождения минералов в месторождениях России, что указывает на основательное знакомство В. М. Севергина с материалами экспедиций и большую работу над минеральными собраниями Академии наук, Вольного экономического общества, Берг-коллегии и др. Эти работы В. М. Севергина являются, по существу, первыми оригинальными русскими трудами по минералогии во всем объеме науки и, несомненно, наряду с работами М. В. Ломоносова, должны быть признаны основой, на которой в дальнейшем развивалась русская минералогическая школа. До этого для широких кругов доступны были только переводы «Минералогии» Валлерия (сделан Шлаттером в 1763 г.), «Минералогии» Лемана (сделан А. Нартовым в 1772 г.), сочинение о драгоценных камнях Брикмана (перевод Беспалова, 1779 г.), разумеется, не отражавшие нового прогрессивного развития русской минералогии.

С самого начала своей научной деятельности В. М. Севергин стал одним из наиболее деятельных членов Вольного экономического общества, возникшего в Петербурге с целью «поощрения в России земледелия и экономии». В сентябре 1791 г. он вступил в число членов этого общества и активно работал в нем до самой своей смерти (1826 г.). Основанное в 1765 г. Вольное экономическое общество было своеобразным центром научно-прикладных знаний, удовлетворявшим нужды и практические запросы промышленности и экономики, развившихся в первые десятилетия царствования Екатерины II. Членами общества состояли представители аристократии, заинтересованные в развитии производства принадле-

жавших им рудников и земельных угодий, а также крупнейшие ученые того времени — И. Леман, И. Фальк, химик Модель, президент Бергколлегии А. Нартов и другие. Здесь же объединялась деятельность практических работников горного дела, публиковавших в «Трудах» общества свои наблюдения и результаты технических усовершенствований в горном деле.

Эта практическая направленность науки на усовершенствование и развитие отечественной экономики целиком отвечала научному мировоззрению В. М. Севергина. В «Трудах Вольного экономического общества» он печатает многочисленные статьи по самым различным вопросам минералогии, химии и технологии минерального сырья. Он описывает свойства и признаки «разных пород глины» (1792), применение и устройство паяльной трубки Дальгрена (1792), принимает участие в объявленных обществом конкурсах на наилучшее разрешение проблемы очистки минеральных щелочных солей (1796). В годы Отечественной войны 1812 г. он, как большой патриот, разрабатывает способы легчайшей добычи селитры, столь необходимой для изготовления пороха. В. М. Севергин приводит в порядок Минеральный кабинет общества, жертвуя ему часть своих коллекций, состоит хранителем этого кабинета, исследует присылаемые обществу образцы руд и т. д.

Не менее плодотворную и кипучую работу по внедрению практических результатов науки и научных открытий ведет В. М. Севергин и в стенах Академии наук. С 1791 г. он занимается приведением в порядок и пополнением Минерального кабинета (впоследствии Минералогического музея) Академии наук. Сохранившиеся коллекции Себа и Готвальда, купленные в 1716 г. Петром I, а также коллекции смотрителя Кунсткамеры Арескина, образцы, полученные во время первых путешествий Д. Мессершмидта по России, равно как и материалы, поступившие из Берг-коллегии, сильно пострадали при пожаре Кунсткамеры в 1748 г. Впоследствии Минеральный кабинет пополняется новыми коллекциями (Генкеля, Нартова, материалы академических экспедиций 1768—1774 гг.), количество которых к началу работы В. М. Севергина (1791) достигло 9,5 тыс. экз. Все коллекции, расположенные работавшими над ними Ренованцем, Фербером, Георги и Зуевым по системе Валлерия, помещались в одной комнате. В. М. Севергин, которому академик Н. Озерецковский поручил надзор за минеральными коллекциями, стал вести энергичную работу по проверке старых каталогов, разбору, пополнению и усовершенствованию коллекций. Благодаря его стараниям к 1814 г. в коллекциях насчитывалось до 20 тыс. образцов и они значительно пополнились русскими минералами. Минеральный кабинет получил три большие комнаты.

Работа над минералами и системой их экспозиции проводилась в свете новых идей в минералогии как самого В. М. Севергина, так и крупнейших ученых Европы — Гаюи, Клапрота, Бергмана. Интересующиеся минералогией могли знакомиться с прекрасными коллекциями, расположенными в четырех отделах: систематическая коллекция минералов России; систематическая коллекция иностранных минералов; учебная коллекция, расположенная по системе Гаюи; коллекции по региональной минералогии России. Как видно из этого краткого перечня, Минеральный кабинет Академии наук по содержанию и по научной направленности не только отвечал современному уровню науки, но и отражал характерную тенденцию русской науки к познанию региональной минералогии своего отечества. Усовершенствованием Минерального кабинета В. М. Севергин занимался и позднее; приобретались новые коллекции, шло пополнение отечественными минералами, а в 1820 г. кабинет переносится в обширную нижнюю залу здания Кунсткамеры.

В 1803 г. по инициативе В. М. Севергина организуется одно из культурнейших начинаний — издание «Технологического журнала», утвержденного новым уставом Академии наук. «Технологический журнал», бессменным редактором которого до самой смерти состоял В. М. Севергин, имел целью издавать «собрание сочинений и известий, относящихся до технологии и приложения учиненных в науках открытий к практическому употреблению». В этом замечательном журнале, оказавшем огромное влияние на распространение научных и практических знаний в России, было напечатано за период 1803—1826 гг. (включая «Продолжение «Технологического журнала»») около 180 отдельных статей, заметок и переводов, сообщений о зарубежных новинках в области горного дела, минералогии, химии и техники, написанных самим Севергиным. В них находим мы описание отдельных минералов (о криолите, 1806 г.; о различных видах агата, 1805—1806 гг.; о горных породах Арарата, 1806 г.; о некоторых новооткрытых минералах, 1808 г. др.) и описания различных заводов и способов переработки руд в России и за границей; химические рецепты «к очищению и добыванию отдельных металлов, серы, солей»; сведения исторического порядка о драгоценных камнях, о производстве карандашей и т. д.

Желая помочь путешественникам — исследователям минеральных богатств родной страны, В. М. Севергин в 1816 г. издает «Новую систему минералов...» — книгу, являющуюся первым русским определителем минералов по внешним признакам и едва ли не первым такого рода сочинением в мировой литературе. Эта же задача выполняется им и в многочисленных, сохранившихся в Архиве Академии наук¹ «Наставлениях» путешественникам, отправлявшимся в Китай (1803), в «Бухарию» (теперь республики Средней Азии; 1802), корреспонденту Академии наук Эттеру, ехавшему в Англию (1813), и т. д.

Необходимость изучения богатств своей родины В. М. Севергин пропагандировал неустанно в течение всей своей жизни. «Пространное государство Российское столь изобилует различными природы произведениями, что требует токмо поощрения и рук трудолюбивых для доставления их в достаточном количестве в замену иностранных», — пишет В. М. Севергин в записке, представленной Академии наук в 1805 г. Он является прямым продолжателем дела М. В. Ломоносова, наметившего в 1763 г. замечательный план создания топографической минералогии России. В. М. Севергин выполнил этот завет Ломоносова.

Используя материалы, накопленные в путешествиях XVIII в. по России, а также архивы Берг-коллегии, Вольного экономического общества, сведения, имеющиеся в каталогах руководимого им. Минерального кабинета Академии наук, В. М. Севергин собирает обширные данные по минералогии России. Во время поездки его в Финляндию (1804 г.), Белостокскую область (1802 г.), Эстляндию (1808 г.), а также в Новгородскую, Витебскую, Псковскую и Могилевскую губернии для ревизии народных училищ (1802 г.), он собрал интересный материал для опубликованных позднее «Записок путешествия по западным провинциям Российского государства» (1803 и 1804), а также для подготовляемой им большой работы. В 1809 г. В. М. Севергин закончил «Опыт минералогического землеописания государства Российского» в двух томах, объемом 502 стр. В этом капитальном сочинении собрано все, что было тогда известно о местонахождении и добыче минералов в России.

В последние 20 лет своей работы В. М. Севергин большое внимание уделял созданию так называемых словарей, представлявших собой, собствен-

¹ Архив Академии наук, разр. V, оп. 1-С, № 9; там же, картон 20, 21, 26.

но, краткие энциклопедии и справочники по историческим или практическим вопросам той или иной отрасли науки. Эти «словари» и близкие к ним по задачам сочинения имели целью ознакомить широкий круг людей с научными и практическими знаниями и, с другой стороны, установить терминологию и дать единообразное изложение большого фактического материала, часто осложненного многочисленными запутанными терминами. И в этих изданиях проявляется характерная для всего творческого пути В. М. Севергина склонность прежде всего к минералогии, а также к химии и технологии. В 1807 г. выходит капитальный «Подробный словарь минералогический» в двух томах, содержащий исторические сведения о минералах, местах их нахождения, употреблении, номенклатуре и т. д., не потерявшие интереса и до настоящего времени. В 1810—1813 гг. выходят четыре тома книги «Словарь химический, содержащий в себе теорию и практику химии с приложением ее к естественной истории и искусствам». Словарь создан на основе перевода французского сочинения Шарля Луи Кадета, однако, что всегда характерно для В. М. Севергина, содержит столько дополнений, примечаний, оригинальных мыслей и данных, что никак не может считаться просто переводом. В этом словаре В. М. Севергин пользуется уже достаточно четкой, созданной им русской химической терминологией, которая в значительной мере сохранилась и в современном научном языке. Из подобных справочников по технологии металлургических и иных процессов и по пробирному искусству наибольший интерес представляют «Пробирное искусство, или руководство к химическому испытанию металлических руд и других ископаемых тел» (1801) и «Начертание технологии минерального царства. Том первый» (1821). Первая книга, вероятно, является дополненным курсом лекций, читанных В. М. Севергиным в Горном институте в 1798—1801 гг.

Большую научно-организационную работу вел В. М. Севергин в самой Академии наук. Крупнейший русский ученый заслужил своими трудами и энергией, направленной на пользу развития русской науки, уважение в среде академиков. Шесть раз, на двухлетние сроки, в 1805, 1808, 1812, 1815, 1818, 1824 гг. он избирался членом Комитета правления Академии наук. Все русские научные общества и многие иностранные избирали его своим членом. Вот извлечение из краткого формулярного списка прохождения службы В. М. Севергина после окончания им учения в России и за границей¹: «1789 г., июля 26. Наименован адъюнктом. 1791 г., сентября 19. Избран в члены С.-Петербургского Вольного экономического общества. 1793 г., мая 16. Академиком минералогии. 1795 г., сентября 13. Геттингенского ученого общества корреспондентом. 1795 г., сентября 29. Членом... Российской академии. 1798 г., февраля 20. Членом Общества земледелия в Лондоне. 1799 г., мая 3. Членом Минералогического общества в Иене. 1801 г., ноября 4. Стокгольмской академии членом. 1803 г. членом императорского Виленского университета. 1804 г., октября 15. Членом Физико-медицинского общества в Москве. 1805 г., августа 20. Членом общества естествоиспытателей в Москве. Избран членом Комитета правления Академии наук на два года. 1807 г., августа 9. Членом Медицинского совета. 1808 г., октября 26. Вторично избран членом Комитета Академии наук на два года. 1808 г., ноября 30. Членом общества естественных наук в Гаунау. 1811 г., марта 20. Членом Вернерианского общества натуральной истории в Эдинбурге. 1812 г. В третий раз избран членом Комитета правления Академии наук на два года. 1814 г. Членом... Медико-хирургической академии. 1815 г., августа 16. В четвертый раз избран членом Ко-

¹ Цит. по М. В. Сухомлинову. Записки АН, т. 32, кн. II, 1879.

митета правления Академии наук на два года. 1817 г., октября 31. Почетным членом Минералогического общества в С.-Петербурге. 1818 г., августа 18. Избран в пятый раз членом Комитета правления Академии наук. 1819 г., февраля 12. Почетным членом... Московского университета. 1819 г., марта 29. Почетным членом Фармацевтического общества в С.-Петербурге. 1824 г., августа 18. Избран в шестой раз в члены Комитета правления Академии наук на два года».

Огромная научная и общественная роль В. М. Севергина может быть достаточно ясно понята даже только при чтении приведенного сухого формулярного списка. В Архиве Академии наук СССР, в протоколах Конференции за 1806—1813 гг., в многочисленных записках, рапортах и т. д.¹ сохранилось огромное количество отзывов В. М. Севергина на представленные ему работы, программы очередных сборников «Технологического журнала» и других изданий, заявления о необходимости приобретения коллекций (Хвостова, Цетти, Ципсера и др.), отчет о редактировании «Записок ученых путешественников» и т. д., свидетельствующих об активном участии его в жизни Академии наук.

Однако, несмотря на внешний почет, уважение со стороны коллег и «благоволение» двора, выражавшееся в награждении орденами и повышении в чинах, материальное положение этого выдающегося ученого было далеко не обеспеченным. В. М. Севергин жил на скудное жалование академика — 600 руб. в год. Вследствие этого он был вынужден постоянно просить Академию наук о денежной помощи. Так, например, в 1799 г. В. М. Севергин подает прошение о прибавке ему квартирных денег до 200 руб. в год, как получали все другие академики². В 1824 г. он был вынужден просить о единовременном денежном пособии (для расплаты с долгами), которое и было ему утверждено в размере 3000 руб. Напряженная работа и необеспеченное материальное положение сказались на здоровье В. М. Севергина. В начале 1826 г. он почувствовал себя настолько плохо, что был вынужден просить об освобождении его от административной должности в Академии наук. «В Ученое собрание императорской Академии наук. Прошение. По слабости моего здоровья покорнейше прошу оное собрание уволить меня от звания и должности члена Комитета правления Академии наук, тем паче, что я и, кроме того, довольно имею занятий по другим поручениям Академии. Академик Василий Севергин. Февраля 8-го дня 1826 г.»³. Однако здоровье В. М. Севергина продолжало ухудшаться и 17-го ноября 1826 г. В. М. Севергин скончался. Семья В. М. Севергина, по-видимому, осталась без всяких средств, так как Конференция Академии наук была вынуждена просить у императорского двора о выдаче единовременной пенсии жене ученого в размере половины его годового жалования⁴.

Русская общественность, потерявшая в лице В. М. Севергина крупного ученого-минералога и общественного деятеля, своими трудами широко способствовавшего развитию естественнoисторических и прикладных знаний, горячо откликнулась на смерть труженика науки. Журнал «Северная Пчела» и газета «Санкт-Петербургские ведомости» поместили некрологи, отдающие дань значению В. М. Севергина для развития русской науки:

«17-го сего месяца, в два часа пополудни, скончался здесь, на 62-ом году от рождения, по долговременной болезни, известный российский

¹ Архив АН СССР. Протокольные бумаги за 1806—1813 гг.; ф. 1, оп. 2 за 1806, 1818, 1819 гг. и др.

² Архив АН СССР, разр. V, оп. 1-С, № 9.

³ Архив АН СССР, ф. 1, оп. 2, 1826 г., § 56.

⁴ Архив АН СССР, разр. V, оп. 1-С, № 9.

минералог, г. действительный статский советник и кавалер Василий Михайлович Севергин, с 1789 года¹ член императорской Академии наук, как и многих других ученых обществ. Многочисленные сочинения его доказывают столько же неутомимую его деятельность, как и отличную ученость, и ставят его наряду со знаменитейшими отечественными учеными. В нем науки лишились усердного почитателя, Академия — трудолюбивейшего и достойнейшего члена, а отечество — мужа, коего имя в летописях литературы его останется неувыдаемым. Подробное известие о жизни и ученых трудах его будет пропечатано в истории Академии на сей 1826 год². («Санкт-Петербургские ведомости», № 94. Вторник, ноября 23 1826 г.)

«Сего ноября 17-го скончался здесь, в Санкт-Петербурге, императорской Академии наук академик, действительный статский советник и кавалер Василий Михайлович Севергин, на 62-м году от рождения. Общепольными трудами и сочинениями своими по части химии и минералогии воздвиг он себе несокрушимый памятник в Отечестве», — писал журнал «Северная Пчела» (№ 141 за 1826 г.), отдавая дань трудам и заслугам этого замечательного русского ученого.

Похороны В. М. Севергина состоялись на Смоленском кладбище в Петербурге. На могиле его стоял скромный памятник с надписью, сделанной неизвестным другом-поэтом. («Петербургский некрополь», т. IV, СПб., 1913, стр. 44):

Ты мертв, но добрые дела твои не мертвы.
Утешанны тобой, тебе воздвигнут жертвы,
И воскурившийся до облак фимиам
Пред богом возвестит хвалу твоим делам.

¹ Здесь ошибка в дате.

² По неизвестным причинам, несмотря на объявление о том же непременно секретарем Академии наук Фуссом в Конференции Академии, этого сделано не было.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

Г. П. БАРСАНОВ

**ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ШКОЛЫ В. И. ВЕРНАДСКОГО
В МОСКОВСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ (1890—1911)
ДЛЯ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИНЕРАЛОГИИ**

В плеяде блестящих ученых Московского университета, создавших заново целые научные направления, иногда даже новые научные дисциплины, выдающееся место занимает минералог и геохимик, крупнейший историк естествознания академик Владимир Иванович Вернадский (1863—1945). Творческий облик В. И. Вернадского хорошо знаком каждому минералогу и геохимику нашей страны, так как все мы являемся или его учениками, или учениками его учеников и в своей работе непосредственно претворяем идеи основоположника советской минералогической школы. Но мы часто забываем, что современная минералогия и геохимия впервые кристаллизовались в стенах Московского университета, которому В. И. Вернадский отдал более 20 лет своей творческой жизни, где возникли передовые идеи, поставившие минералогическую науку на новую, высшую ступень, откуда вышли люди, несшие эти идеи в мировую науку.

В творчестве каждого крупного ученого преобладает та или иная характерная для него черта. Есть ученые, жизнь которых проходит преимущественно в тиши кабинета и лаборатории, где кристаллизуется их научная мысль в результате самоотверженного изучения великой книги природы. Они неустанно наблюдают непревзойденную красоту ее материальных объектов, анализируют факты, чтобы на их основе разрабатывать новые идеи. Это естествоиспытатели-философы, создающие новые направления в науке, новые теории; идеи их в течение многих лет владеют умами и дают научное направление целым школам и поколениям ученых, а иногда и отраслям научного знания. К таким ученым, несомненно, принадлежит и В. И. Вернадский.

В. И. Вернадского часто называют реформатором минералогии, что нам кажется хотя и верным, но не вполне точно отражающим значение этого ученого для развития минералогии на современном этапе. На рубеже XIX и XX столетий, по существу, произошла не реформа старых методов и содержания наших наук, а на базе крупнейших достижений физики и особенно химии создана новая наука, опирающаяся на принципиально новую методическую базу и сохранившая от старого только факты — фундамент, на котором воздвигалось новое научное здание. И это создание новой науки, новой по методам и задачам, происходило в скромных кабинетах и лабораториях кафедры минералогии Московского университета в период 1890—1911 гг. руками и мыслью В. И. Вернадского и его ближайших учеников.

Возникновение в минералогии нового качества, поднявшего ее на более высокую ступень, предопределялось, конечно, общим уровнем развития естественных и физико-математических наук. Естественная необходимость смены задач, методов и методологии науки в России начала ощущаться особенно остро в 70-е годы XIX в. Методология старой науки начала XIX в., основанная на метафизическом восприятии отдельных явлений природы, начала приходить в явное противоречие с накопившимися фактами. В области минералогии так называемое «описательное» направление, господствовавшее в науке в течение почти всего XIX столетия и базировавшееся на точном описании свойств и на физиографии отдельных минералов, по тем же причинам не соответствовало уже новому научному мировоззрению. Минералогические воззрения Вернера, Валлериуса и других выдающихся представителей науки XVIII в., рассматривавших только сумму внешних свойств отдельных объектов, вне связи с химией земли, с процессами образования минералов в месторождениях, не могли удовлетворить требования развивающегося промышленного производства.

Развитие техники требовало новых металлов и руд, точного знания их состава, познания связей между условиями образования минералов и качеством ископаемого сырья. Успехи научной химии, отбросившей теорию «флогистона» и тому подобный антинаучный груз средневековья, создали в XIX в. предпосылку для углубленного научного познания минералов. Накапливались знания о составе минералов, создавались представления о классах и группах минералов и первоначальная научная химическая классификация (В. Севергин, Я. Берцелиус, Клапрот, Кронштедт и др.). Законы кристаллизации минералов, а также искусственных соединений начали получать физические и химические обоснования в работах Р. Гаюи, позднее — Э. Митчерлиха, Наумана, Вейсса и других немецких минералогов первой половины XIX в. Более тонкое изучение химизма и физических свойств минералов привело к познанию, в начальной форме, законов, управляющих колебаниями в химическом составе природных минералов, т. е. к открытию важнейших для понимания взаимодействия между минералом и геологической средой явлений изоморфизма (Э. Митчерлих, 1794—1863; Р. Герман, 1805—1879; Г. Чермак и др.).

Растущая связь минералогии с практикой особенно ярко проявилась в организации сначала в Германии, а затем и в России Минералогического общества (1817 г.), задачей которого ставилось обеспечение помощи со стороны минералогии в разрешении практических задач, связанных с ростом горнорудного дела. В этот же период в России большую роль в развитии минералогии сыграла организация русской горной школы — Горного института в Петербурге. Отсюда в XIX в. выходит целая плеяда выдающихся минералогов (Д. И. Соколов, Н. И. Кокшаров и др.), создавших и закрепивших в XIX столетии классическую школу описательной минералогии, отвечавшую задачам того исторического периода в развитии науки и долгое время подчинявшую себе преподавание минералогии в высшей школе. Н. И. Кокшаров (1818—1892), П. В. Еремеев (1830—1899) и другие выдающиеся представители этой школы создали классические работы, являющиеся обобщением ценнейших научных фактов, необходимых для дальнейшего развития науки, но сам их научный метод не соответствовал уже новым задачам.

По аналогичному пути шло развитие минералогии и в других странах, где в Европе П. Грот и его школа, а в США Дж. Дэна поставили минералогии на высокий для того времени уровень, дали описания многих новых минералов, провели точные исследования состава, измерения кристаллов и т. д. При этом, естественно, на основе достижений физических и хими-

ческих наук все время совершенствуются методы исследования минералов. Прикладной гониометр, изобретенный в XVIII в. Каранжо, заменяется более точным — так называемым однокружным, а позднее двукружным оптическим гониометром В. М. Гольдшмидта и Е. С. Федорова. Появляется поляризационный микроскоп, позволивший Г. Сорби, А. А. Иностранцеву и другим ученым глубже изучить оптические и иные физические свойства минералов, их морфологию, взаимоотношения в рудах, горных породах и проч. Однако, несмотря на появление к концу столетия глубоких химических идей в школе венского минералога Г. Чермака, зачатков кристаллохимических представлений в мюнхенской школе проф. П. Грота, господствующим направлением научного развития минералогии, ее методологической основой до 90-х годов XIX столетия остается старое — эмпирико-описательное направление. В еще более резкой степени это сказывается и на преподавании этой дисциплины в высшей школе, где оно осуществлялось в рамках описательного метода, оставшегося в наследие от немецкой школы, основанной Г. Вернером.

Следует со всей определенностью отметить, что до В. И. Вернадского школа Московского университета в области минералогии не только не являлась ведущей в мировой науке, но не была и заметным научным центром в России. Этому, несомненно, способствовали те конкретные исторические условия в которых развивался Московский университет. Двумя наиболее крупными учебными заведениями, возникшими в России в XVIII в., были Горное училище (впоследствии Горный институт) в Петербурге (1774 г.) и университет в Москве (1755 г.). Естественно, что геологические дисциплины, особенно минералогия с соответствующими кабинетами, музеями и т. д., развивались в этот период в стенах специализированного учебного заведения — Горного училища, преподавание в котором имело резко выраженный прикладной, технический характер. В отличие от этого, в Московском университете, в соответствии с поставленными перед этим учебным заведением задачами, преподавались преимущественно гуманитарные науки, если не считать медицинского факультета, старейшего в России. Действительно, в университете долгое время имелись только три факультета — философский, юридический и медицинский, причем физика и математика преподавались на философском факультете, а химия и общая «натуральная история» — на медицинском. Никакой специализации в области физики или химии, естественной истории, а тем более геологии — университетской программой не предусматривалось.

Возникновение минералогических интересов в Московском университете было связано с организацией Минерального кабинета, созданного в целях преподавания «натуральной истории» медикам. Материал для этого кабинета накапливался постепенно. В него вошли коллекции Н. А. Демидова (1755), фрейбергского профессора Генкеля — учителя и недруга М. В. Ломоносова, позднее — коллекции князей Яблоновских (1802), И. Фишера фон Вальдгейма (1810-е годы) и др. Первоначально Минеральный кабинет был объединен с библиотекой и находился под кураторством М. М. Хераскова, а позднее был передан кафедре натуральной истории (с 1761 г.), возглавляемой немецким профессором И. Х. Керштенсом. Вследствие халатности последнего кабинет, а с ним вместе и преподавание минералогии пришли в полный упадок. Потребовалось энергичное вмешательство университетского начальства и молодого русского ученого, к сожалению, рано умершего, — М. И. Афонина (1770), чтобы улучшить преподавание этой дисциплины и довести собрания Минерального кабинета до прежнего уровня. М. И. Афоным был составлен первый научный каталог университетского собрания минералов.

Однако университет в это время еще не стал передовым центром геологической мысли в России. В последующие годы на кафедре минералогии и в заведовании кабинетом сменились профессора И. А. Сибирский, Ф. Г. Политковский, А. А. Прокопович-Антонский, не оставившие значительного следа в развитии минералогии и создании геолого-минералогического направления в Московском университете.

В 1804 г. преподавание геологии и минералогии в Московском университете возглавил Г. И. Фишер фон Вальдгейм. Талантливый ученый и организатор, он энергично занялся расширением Минерального кабинета, оживил преподавание геологических дисциплин наблюдениями природы путем экскурсий в Подмоскowie, а также в более отдаленные интересные геологические районы. Это немедленно сказалось на усилении интереса к геологии в Московском университете, где с этого времени сменяли друг друга талантливейшие ученые-геологи — Г. Е. Шуровский, А. П. Павлов и другие, много сделавшие для того, чтобы геологическая школа университета стала передовой в России. Г. И. Фишер мало интересовался минералогией и это привело к тому, что вплоть до 1869 г. в университете даже не было самостоятельной кафедры минералогии. Она была учреждена стараниями крупного русского геолога и организатора геологического образования Г. Е. Шуровского.

Студентам физико-математического отделения философского факультета минералогию преподавали большей частью немцы (Керштенс и др.), плохо говорившие по-русски, излагавшие предмет по-латыни или по-немецки. Немногим лучше, по-видимому, был и А. Л. Ловецкий (1787—1840), создавший превратное представление об этой отрасли науки у А. И. Герцена: «Алексей Леонтьевич Ловецкий был высокий, тяжело двигавшийся, топорной работы мужчина с большим ртом и большим лицом, совершенно ничего не выражавшим... Он, еще не входя в аудиторию, начинал ровным и бесстрастным (что очень хорошо шло к каменному предмету его) голосом: „Мы заключили прошедшую лекцию, сказав все что следует о кремнеземии...“. У него были созданы неизменные рубрики для формулярных списков каждого минерала, от которых он никогда не отступал: кристаллизация... не кристаллизуется, употребление... никуда не употребляется, польза... вред, приносимый организму» («Былое и думы»).

Сами эти ученые, в том числе и А. Л. Ловецкий, быть может, в своих лекциях и отражали науку своего времени, но оставались вне генеральных идей развития минералогии в европейских странах, да и в России, где в это время научным властителем дум растущих минералогов становился профессор Горного института в Петербурге Н. И. Кокшаров. Добросовестно занимаясь преподаванием, А. Л. Ловецкий написал даже учебник «Начальные основания минералогии», изданный в университетской типографии в 1832 г. В этом учебнике, написанном для того времени достаточно основательно, А. Л. Ловецкий обнаружил знакомство с идеями и положениями В. М. Севергина, М. В. Ломоносова (например, со взглядами на образование торфа, янтаря, каменного угля и проч.), однако по материалу этого учебника можно видеть, что преподавание минералогии в Московском университете в первую половину XIX в. не вполне отвечало уровню развития этой науки.

Резкий перелом в постановке геологического образования наступил только со второй половины века, когда преподавание цикла геологических наук в университете возглавил крупный геолог и выдающийся организатор Г. Е. Шуровский (1803—1884). Большой ученый, научные интересы которого были связаны с практическими задачами горной промышленности Урала, Г. Е. Шуровский проводит ряд организационных мероприя-

тий, поднявших на высокий уровень методы и содержание преподавания геологических дисциплин в Московском университете. Геолог по научному профилю, Г. Е. Шуровский оказал наибольшее влияние на дальнейший расцвет московской геологической школы, однако его деятельность в стенах университета привела к некоторому подъему и минералогии. Был организован новый Геологический музей с большим разделом минералогии (см. каталог Минерального кабинета Г. Е. Шуровского, изданный в 1858 г.) и, наконец, в 1869 г. выделена самостоятельная кафедра минералогии, заведование которой поручено М. А. Толстопятову (1836—1890), ученику Г. Е. Шуровского.

Странное и противоречивое впечатление производил М. А. Толстопятов. Несомненно талантливый лектор, умевший увлекать слушателей читаемым предметом (см., например, воспоминания А. П. Павлова, ученика Толстопятова), М. А. Толстопятов все же не смог организовать свою школу, поднять минералогию до уровня современной науки, начинавшей все больше и больше насыщаться идеями новой химии. Вместе с тем личные научные интересы М. А. Толстопятова, лежащие в области кристаллогенезиса, полиморфизма и других важных проблем минералогии, показывали, что он понимал, каковы основные пути развития этой науки.

М. А. Толстопятов учитывал значение минерального собрания для успеха преподавания: «Ни одна книга не сообщит сведений столь полных, ясных и непреложных, как сами минералы, человеку, умеющему понять их, разобраться в них», — писал он в своих работах. Минералогические коллекции кафедры достигли к 1889 г. 15 тыс. экземпляров минералов и руд. В кабинете были хорошие пособия по кристаллографии — коллекции, насчитывавшие до 556 деревянных моделей кристаллов. Наконец, в 1887 г. при кафедре минералогии была организована учебная химическая лаборатория (главным образом для испытания и определения минералов при помощи паяльной трубки). По свидетельству Е. Д. Кослаковского, оборудование этой лаборатории вполне соответствовало научному уровню того времени. Однако все эти мероприятия не были доведены до конца. М. А. Толстопятов не сумел создать в Московском университете новой научной школы, быть может, поэтому В. И. Вернадский очень сдержанно отзывался о своем предшественнике, а ученики В. И. Вернадского (например, С. П. Попов) пишут, что они застали на кафедре, в кабинетах и в коллекциях хаос и запустение. Преподавание минералогии в Московском университете не было освещено новыми идеями и веяниями, которые уже отчетливо чувствовались (Чермак, Лешателье, Грот и др.).

К концу XIX столетия, в результате проведенной огромной работы по накоплению и тщательному анализу научных фактов, внутренняя причинная связь между фактами и явлениями становилась столь очевидной, что к этому периоду определилась необходимость резко изменить направление развития минералогии. Наиболее отчетливо, вследствие создавшихся общественно-исторических условий, это отразилось на путях дальнейшего развития минералогии в России, и именно в нашей стране в наиболее полном виде оформилось новое прогрессивное течение в науке, постепенно получившее мировое признание.

Развитие техники, нуждавшейся в материалах с определенными качествами, в открытии новых элементов, в новых способах их применения в разных отраслях производства, требовало принципиально нового подхода к изучению минералов и руд. Многие новые для промышленности элементы оказались примесями, скрытыми в минералах (радий, кадмий, германий, редкие земли и др.). Их надо было уметь предвидеть и обнару-

жить, причем наличие или отсутствие их обуславливалось совокупностью особенностей процессов минералообразования, которые требовалось знать, чтобы найти нужный элемент. Минералогия неизбежно должна была стать на путь тонкой химии, изучать геологически и, как мы теперь говорим, геохимически причинные связи в природных химических процессах земли, тонкую химическую структуру и состав минералов.

Начиная с конца XIX в. минералогия развивается в двух направлениях — кристаллохимическом, вскрывающим связь между структурой вещества, его составом и свойствами, и химико-генетическом, устанавливающим законы образования, изменения и разрушения минерального вещества, т. е. перехода его в новые формы при различных геологических процессах. Этот переломный период ясно наметился в России в 80—90-х годах XIX в., и именно русским ученым — В. В. Докучаеву, Е. С. Федорову, В. И. Вернадскому — мировая наука обязана разработкой новых путей в развитии минералогии.

Развитию этого направления, несомненно, способствовали значительные успехи теоретической и экспериментальной физики и химии. Помимо эмпирических наблюдений в природе, оказалось возможным изучение и воспроизведение отдельных минеральных соединений экспериментальным путем — в лабораториях. Изучение физико-химических систем и условий их равновесия, кристаллизация силикатных минералов при высоких температурах (К. Д. Хрущев, П. Ниггли, Розенбум, Лешателье, Фогт и др.), законов кристаллизации солей из растворов (Вант-Гофф, Н. С. Курнаков и др.), коллоидных систем (Ван-Беммелен, Корню и др.) позволило проводить исследование природных процессов образования минералов на точной физико-химической основе. Открытие Д. И. Менделеевым закона периодичности свойств химических элементов, с вытекающими отсюда связями между термохимией, свойствами атомов и ионов в соединениях с их структурой и положением в периодической таблице, оказало решающее влияние на перестройку минералогии, создание новой, современной науки, которую мы называем химией земной коры.

Этот новый период развития русской, а затем и мировой минералогии, который сейчас мы можем назвать периодом геохимическим, совершенно определенно наметился впервые в стенах Московского университета в 90-х годах прошлого века. Особенно яркое выражение он получил в первом десятилетии XX столетия, когда в Москве зародилась и оформилась новая прогрессивная научная школа, созданная и возглавлявшаяся В. И. Вернадским, учеником В. В. Докучаева.

Особая заслуга В. И. Вернадского перед наукой состоит в том, что он понял необходимость внесения в геологические науки, и прежде всего в минералогия, передовых методов и представлений химии и физической химии, благодаря чему развитие минералогии пошло быстрыми темпами. Минералогия получила новое содержание, перед ней встали новые задачи, обеспечивавшие ее прогрессивное развитие. «Минералогия представляет собою химию земной коры. Она имеет задачей изучение как продуктов природных химических процессов, так называемых минералов, так и самих процессов. Она изучает изменение продуктов и процессов во времени и в различных естественных областях земной коры. Она исследует взаимные естественные ассоциации минералов (их парагенезис) и закономерности этих образований» (Вернадский). Такая формулировка нового содержания и задач минералогии определяла ее прежде всего как науку химическую, но неразрывно связанную с геологическими процессами во времени и в конкретной геологической обстановке, и, наконец, как науку, задачей которой является установление причинных

связей, управляющих естественным ходом природного геологического процесса. Этот динамический подход к минералогии, естественно, мог опираться только на диалектический метод и материалистическое мировоззрение, на которых и стала базироваться новая прогрессивная минералогия, зародившаяся на кафедре минералогии Московского университета более 60 лет назад.

Осенью 1890 г. В. И. Вернадский пришел в Московский университет, куда был приглашен в качестве приват-доцента минералогии проф. А. П. Павловым. Выдающийся ученый, блестящий представитель новых течений в геологии, А. П. Павлов с первых же встреч с В. И. Вернадским разгадал в нем талантливого исследователя и счел его кандидатуру достойной для руководства минералогией в Московском университете. Как показало время, А. П. Павлов не ошибся в выборе. Всем предыдущим воспитанием и научной школой В. И. Вернадский был подготовлен к тому, чтобы оказаться в рядах творцов новых научных направлений. Ученик В. В. Докучаева, основоположника научного почвоведения, читавшего курс минералогии в Петербургском университете в 80-х годах прошлого века, В. И. Вернадский воспринял от своего учителя глубокий генетический подход к явлениям минералообразования, совершающимся в земной коре и особенно ясно, почти на наших глазах, на ее поверхности. Учение о почве как сложном геологическом субстрате, являющемся продуктом взаимодействия химических и биологических процессов, приводящих к разрушению «первозданных» горных пород в условиях определенной физико-географической среды, несомненно, было тем зерном, из которого в научном творчестве В. И. Вернадского выросло стройное и грандиозное здание биогеохимии.

С другой стороны, В. И. Вернадский — ученик Д. И. Менделеева, слушавший его замечательные лекции и органически воспринявший идеи о связи свойств атома с его строением, о периодичности изменения свойств родственных рядов атомов. Эти идеи определили глубокий химический подход В. И. Вернадского к изучению геологических процессов, его представления об изоморфизме, изоморфных рядах. Наконец, на прочном фундаменте нового учения о минералах он возвел стройное здание геохимии.

На первых этапах научной деятельности В. И. Вернадского привлекали проблемы строения и свойств кристаллического вещества. Поэтому во время пребывания за границей (1888—1890 гг.) для подготовки к магистерской диссертации Владимир Иванович большую часть времени работал у П. Грота, проф. Зонке и проф. Гаусгофера в Мюнхене, а отчасти у А. Сакка в Неаполе. Впоследствии (1889 г.) он приехал в Париж и здесь вплотную столкнулся с новой физико-химической школой П. Кюри и особенно проф. Фуке и Лешателье, где были начаты интереснейшие работы по физической химии силикатов, по синтезу минералов, освещавшие вопросы генезиса и конституции минералов. В. И. Вернадский, как ученик Менделеева, не мог не быть увлеченным этим новым направлением в науке и через несколько лет, несмотря на свое неоднократное возвращение к кристаллографии, окончательно избрал этот путь.

Защитив в 1891 г. в Петербургском университете магистерскую диссертацию на тему «О группе силлиманита и роли глинозема в силикатах», — диссертацию, из которой выросло учение В. И. Вернадского об алюмосиликатах, он окончательно и целиком связал свою научную судьбу с Московским университетом.

С приходом В. И. Вернадского на кафедру минералогии Московского университета начинается второй, наиболее блестящий период развития

этой науки. Сразу же начала оформляться и создаваться определенная научная школа — школа Вернадского, школа Московского университета, а впоследствии — передовая школа русской и советской минералогии. «Совершенно неопенима заслуга В. И. перед наукой в том, что он создал при Московском университете обширную минералогическую школу», — пишет ученик В. И. Вернадского проф. Н. А. Смольянинов. «Школа Вернадского сделалась не лозунгом, а настоящим центром научной мысли, и крупные люди — профессора, академики — вырастали около него, всегда питаясь жизненными соками его живых идей», — так характеризует этот период деятельности В. И. Вернадского его ученик А. Е. Ферсман.

На кафедре университета В. И. Вернадский сразу зарекомендовал себя не только как выдающийся ученый, но и как крупный организатор. С приходом на кафедру Владимир Иванович должен был решать сразу трудные задачи организации науки и преподавания на новых основах. Необходимо было вырабатывать новые курсы кристаллографии и минералогии, отвечавшие новому содержанию науки в понимании В. И. Вернадского, необходимо было создать базу преподавания в виде организованных по-настоящему музея, химической лаборатории, лаборатории точного изучения законов кристаллизации, физики минералов и т. д. Наконец, что самое главное, надо было создать кадры работников, могущих осуществлять обширную программу научной и учебной работы, намеченную В. И. Вернадским сразу же по приходе на кафедру. Из работавших ранее на кафедре остался один ассистент — Е. Д. Кослаковский, ведущий занятия с паяльной трубкой, и Владимир Иванович стал выделять молодежь, сумел объединить ее, зажечь в ней интерес к науке и к новому научному и учебному учреждению — кафедре минералогии Московского университета.

Чтение первых же курсов, организация первых же занятий показали глубокий подход В. И. Вернадского к явлениям природы. Резко наметился новый, неизбежный для минералогии путь привлечения химии к изучению этой геологической и описательной дисциплины «Минералогия — химия земной коры» — под этим лозунгом идет развитие всей научной работы кафедры. Умело находя главное, решающее звено в цепи научных вопросов, Владимир Иванович сам работает, продолжая тему, начатую им еще в Париже в лаборатории Лешателье, над химией алюминия в минералах, над ролью алюминия в химии земли. Создается новая, широко сейчас известная, стройная теория алюмосиликатов; алюминий и кремний ставятся рядом как два важнейших элемента в процессах образования минералов земной коры. Алюминий может и должен замещать кремний в кристаллических структурах. Значение этих идей, широко развитых в многочисленных работах В. И. Вернадского, особенно ясно для нас сейчас, когда рентгеновские лучи дали ученым новое научное оружие и развилась новая наука — кристаллохимия.

Особое внимание уделял Владимир Иванович и сере, определяющей, по существу, специфику другого обширного и важного класса минералов — сульфидов. Химическое сравнение серы и близких ей атомов селена и теллура, определение роли мышьяка и сурьмы в конституции этих соединений позволили В. И. Вернадскому показать черты сходства и различия, в генетическом смысле, между сульфидами, селенидами и теллуридами, создать понятие о сульфобазах, сульфоангидридах и сульфосолях. Хотя в эти представления внесены значительные коррективы новейшими исследованиями, тем не менее они впервые и по-настоящему позволили глубоко понять особенность и закономерность химизма и парогенезиса названных соединений.

На основе этих идей и в их развитие создаются учебные курсы минералогии (1889 г.), кристаллографии (1903 г.), в которых В. И. Вернадский излагает перед слушателями новые данные о решетчатом строении кристаллов, о связи оптических свойств кристаллов с их внутренним строением, новое учение о полиморфизме как всеобщем фазовом состоянии кристаллического вещества, учение об изоморфизме и т. д. Замечательные учебники В. И. Вернадского «Основы кристаллографии» и «Курс минералогии», неоднократно переиздаваемые, излагали не статическую систему предметов и явлений, а динамическую историю минералов, химических элементов в природных процессах, сменявших друг друга в течение геологического времени. В соответствии с этим минералогия из сухого перечня фактов и свойств превращается в науку генетическую, когда ученый прежде всего следит за особенностями геологической среды на разных глубинах оболочки Земли (понятие о геосферах), за историей атомов, строящих минералы в различных минералообразующих процессах, за разрушением минералов и трансформацией минерального вещества в результате изменения внешних условий и, наконец, за законами, управляющими появлением определенных сочетаний минералов в определенных условиях химизма самих горных пород и в зависимости от генетического типа процесса. Во всей полноте и по-новому ставится проблема парагенезиса, которую В. И. Вернадский и его школа считали важнейшей обобщающей проблемой науки, призванной устанавливать причины совместного нахождения какого-либо минерала с другими во всех известных генетических типах месторождений.

Новые методы исследования, в частности в области аналитической химии и особенно спектроскопии, Владимир Иванович широко использует для исследования минералов в химической лаборатории кафедры, где сначала П. К. Алексат, а затем Б. А. Линденер и другие сотрудники ведут изучение тонкой химии минералов. В результате этих работ стало ясно, что минералы представляют собой сложные химические системы, не удовлетворяющие эмпирическим формулам, что они содержат тонкие разнообразные примеси, которые закономерно связаны со свойствами кристаллической решетки, с основным атомным составом и, наконец, с теми процессами и геологическими условиями, в которых рождается минерал в природе. Возникает учение о минералах как соединениях переменного состава, учение об изоморфизме получает геологическое и затем геохимическое содержание, устанавливаются изоморфные ряды атомов, могущих заменять друг друга в кристаллах, в различных процессах и в различных термодинамических оболочках Земли. Динамику процессов изоморфизма, их энергетическую направленность В. И. Вернадский вскрывает со всей глубиной, когда говорит о том, что возможность изоморфных отношений между парой атомов — не статическое свойство, а зависит от того, в какой термодинамической зоне земной коры оно происходит. Теперь мы называем это эффективными радиусами ионов и знаем, что энергетическая характеристика иона меняется в зависимости от температуры, давления и ряда других причин. От тонкой химии минералов, от изоморфизма, энергетического анализа природных процессов образования химических соединений Владимир Иванович закономерно пришел к изучению атома, к его истории и поведению в сложных геологических процессах, т. е. к геохимии.

Минералогия есть история минерала в земной коре — эта идея, этот тезис В. И. Вернадский подчеркивает решительно и определенно начиная с его первых лекций, с первых выпущенных в свет в Московском университете курсов минералогии. Для

научного направления школы В. И. Вернадского характерен прежде всего глубокий историзм. Недаром, как это известно из его биографии, он долго колебался, кем стать — историком, кристаллографом или минералогом. Минералогия для Владимира Ивановича — это наука, предмет, задачи и содержание которой характеризуются определенными этапами исторического развития, закономерно связанными между собой и исторически необходимо вытекающими одно из другого. Классический глубокий анализ истории развития кристаллографии дан В. И. Вернадским в «Основах кристаллографии», история развития минералогии как науки освещена в «Курсе минералогии» и особенно в «Опыте описательной минералогии» (1909 г.).

Исторические экскурсы, заметки, глубокий анализ отдельных проблем можно найти в многочисленных, иногда специально исторических исследованиях Владимира Ивановича. Этот историзм отчетливо проявляется и в подходе к решению важнейших проблем минералогии. Минерал, по В. И. Вернадскому, не есть что-то изначально данное и вечно существующее, он есть продукт определенной стадии геологического процесса, неизбежно меняющийся, переходящий в другие формы, другие устойчивые минеральные продукты развивающегося во времени геологического процесса. С другой стороны, минерал — продукт химических реакций, химическое соединение, устойчивость которого, как и всякого химического соединения, определяется термодинамическими параметрами — температурой, давлением, концентрацией. Отсюда возникает учение В. И. Вернадского о геосферах — определенных термодинамических оболочках Земли, химия которых обуславливает устойчивые, закономерные для них парагенезисы. Отсюда же позже возникает представление о биосфере — особой энергетической оболочке Земли, где процессы минералообразования определяются спецификой биохимии и энергетики живого вещества.

Проследивая историю изменения минерального вещества, Владимир Иванович особенно интересовался псевдоморфозами — реальным свидетельством тех изменений, которые претерпели минералы и заключающие их ассоциации во времени, и настаивал до конца своей жизни на важности изучения этих объектов, о чем мы, к сожалению, забываем. Все эти проблемы глубочайшего генетического значения были подняты В. И. Вернадским с самого начала работы в Московском университете, когда уже на Минералогическом кружке, организованном в 1901 г., он рекомендовал для рефератов и разработок такие темы, как работы Фогта над выделением минералов из магмы; работы Вант-Гоффа над условиями соляных равновесий в растворах и, в связи с этим, о смене минеральных ассоциаций в месторождениях Страссфурта; происхождение алмазов и истории углерода; жидкие кристаллы; распространенность некоторых химических элементов в природе и законы их распределения в минералах и т. д.

Не следует думать, что школа Вернадского, формировавшаяся в Московском университете, в увлечении химическими, а впоследствии геохимическими проблемами, проблемами точного анализа вещества, философским и теоретическим осознанием огромного фактического материала, отошла от непосредственного живого наблюдения минералов в природе. Этого не было. Владимир Иванович сам много ездил и наблюдал геологию минералов в природе, обязывая к тому же и своих учеников. Уже в первые годы пребывания на кафедре он организовал обязательные экскурсии студентов в Подмосковье, руководителем которых привлекался знаток этих мест геолог Алексей Павлович Иванов. С 1895 по 1898 г. и в 1900 г. В. И. Вернадский со своими учениками выезжал на Урал, в район Златоуста, Миасса, Бакала. В 1902—1905 гг. совершались поездки в Орск.

Длительное время, с 1898 по 1909 г., велась полевая минералогическая работа в Крыму; в 1899—1900 гг. проводились наблюдения над угольными и железорудными месторождениями, над фосфоритами центральной России, организовывались поездки, экскурсии и в другие места. Эти поездки, экскурсии, полевые наблюдения служили не только целям учебным, живого обмена мнениями, но были и средством накопления научного материала, используемого затем для научных работ как самого Владимира Ивановича, так и его учеников. Из перечня научных работ кафедры за время пребывания в университете В. И. Вернадского (с 1896 по 1911 г. было опубликовано 94 статьи) видно, что многие из них посвящены минералогии тех районов, куда выезжали сотрудники кафедры. Таковы, например, работы С. П. Попова по минералогии Крыма, Я. В. Самойлова, по минералогии Урала и центральных частей России, Н. И. Сургунова, А. О. Шкляровского и других по минералам Урала, Кавказа и прочих областей России.

Создание новой научной школы, направление которой, как мы знаем сейчас, завоевало мировое признание, поставило перед В. И. Вернадским необходимость коренным образом изменить всю систему преподавания. Не будучи блестящим лектором Владимир Иванович, тем не менее обычно всегда увлекал своих слушателей новизной идей, оригинальностью и глубиной решения научных проблем. Основой преподавания Владимир Иванович считал внелекционные занятия, самостоятельную работу студентов, осуществлявшуюся целеустремленно и под непосредственным его наблюдением. Сразу же при кафедре организуется новая химическая лаборатория, не ограничивающаяся применением паяльной трубки, а дающая возможность использовать все новые методы аналитической химии, вплоть до спектроскопии. Лаборатория, располагала обширным по тому времени помещением в три комнаты в нижнем этаже старого корпуса (во дворе) и заведование ею было поручено кончившему университет в 1897 г. ученику Владимира Ивановича П. К. Алексату.

На III курсе В. И. Вернадский ввел не обязательный для минералогов, но всегда осуществлявшийся большой двухгодичный химический практикум. Содержанием этого практикума были даваемые студентам задачи по химическому анализу и изучению минералов, опыты по кристаллизации различных солей, с последующим исследованием зависимости между составом, морфологией кристалла и условиями кристаллизации, точным изучением оптических и других физических свойств и констант солей и минералов и т. д. Эти задачи всегда были связаны с решением очередных научных проблем и служили основой для научной работы, печатавшейся обычно по представлению Владимира Ивановича. На этих практикумах и в научных работах кристаллография по-новому увязывалась с минералогией через химию, отличаясь в этом отношении от кристаллографии XIX в. — Н. А. Кокшарова, Вейса, Науманна и других «чистых» морфологов. На практикумах воспитывается новая плеяда учеников В. И. Вернадского, сотрудников кафедры, через которых укрепляется и получает становление школа Вернадского. В разные периоды кончают университет и остаются на то или иное время работать на кафедре ученики Владимира Ивановича, имена которых сейчас широко известны нам, младшему поколению советских минералогов. Это А. О. Шкляровский, П. К. Алекса, С. П. Попов — студенты выпуска 1893—1897 гг., старшее поколение учеников школы Вернадского.

В первые же годы XX в. количество учеников В. И., укрепивших кафедру и превративших ее в передовой минералогический центр страны, быстро возрастает. На кафедру приходят Н. И. Сургунов, В. В. Аршинов,

В.В. Карандеев, К. А. Ненадкевич, Л. Л. Иванов, П. П. Пилипенко; несколько позднее — Г. О. Касперович, и, наконец, в последние годы пребывания В. И. Вернадского в университете, — А. Е. Ферсман, Н. А. Смольянинов, А. С. Уклонский, А. А. Твалчрелидзе. Они представляли разные направления в минералогии, разрабатывавшиеся В. И. Вернадским, — химическое, кристаллографическое, экспериментальное, генетическое, собственно описательно-минералогическое и т. д., создавая под руководством Владимира Ивановича новую минералогию, вскоре признанную всем ученым миром. Привлеченные новым, прогрессивным учением о минералах, зародившемся в Московском университете, сюда приезжают учиться и начинающие молодые ученые, как, например, Я. В. Самойлов, приехавший из Одессы и навсегда связавший свою научную жизнь со школой Вернадского. В разное время и по разным причинам, но главным образом вследствие разгрома Московского университета в 1911 г. министром Кассо, почти все эти ученые покинули университет и многие из них (например, А. Е. Ферсман) возглавили научные коллективы, другие стали профессорами в Крыму, на Украине, в Ташкенте и в других городах России, продолжая развивать учение школы Вернадского.

В. И. Вернадский с самого начала своей педагогической и научной деятельности отлично понимал ведущую роль минеральных собраний музея для научной и учебной работы. Получив, по свидетельству современников, коллекции Минерального кабинета в большом беспорядке, частично сваленными в ящики, Владимир Иванович провел большую работу по их восстановлению, работу весьма трудоемкую, так как этикетки были потеряны или перепутаны и только большая эрудиция Владимира Ивановича позволила довести эту работу до успешного конца.

Особенно много труда положили на организацию музея А. О. Шкляровский, С. П. Попов, Н. А. Смольянинов и другие ученики Владимира Ивановича. Не довольствуясь старыми университетскими коллекциями, В. И. Вернадский в начале 1900-х годов добывается передачи университету Румянцевского собрания минералов, также находившегося в запущенном состоянии. Разбор и приведение в порядок этого собрания продолжались многие годы и были обязанностью всех членов кафедры и студентов более молодого поколения, в том числе Н. А. Смольянинова.

Результатом этой большой работы было создание прекрасного нового университетского музея в большом зале, занимавшем почти всю правую часть старого здания и находившемся в непосредственном соседстве с Минеральным кабинетом, оснащенным современными пособиями и приборами для самостоятельных занятий студентов. Экспозиции музея были организованы так, чтобы ознакомление с ними давало отчетливое представление о научных идеях, положенных В. И. Вернадским в основу преподавания. Они состояли из: а) систематической коллекции минералов, охватывающей около 1200 видов и разновидностей; б) коллекции отечественных минералов и горных пород; в) коллекции полезных ископаемых; г) коллекции кристаллов, показывающей законы и особенности кристаллизации минеральных веществ; д) коллекций, показывающих типичные парагенезисы в главных типах минералообразующих процессов; е) коллекции метеоритов; ж) коллекции минералов зарубежных стран. Если вспомнить, что к 1911 г. собрание достигло 30 000 образцов, то станет ясным значение этого, одного из лучших по тому времени, Минералогического музея России для создания передовой минералогической школы в стенах Московского университета.

Передовой ученый, В. И. Вернадский один из первых активно встал

на защиту права женщин на высшее образование. Он принимает непосредственное участие в так называемых коллективных уроках Общества воспитательниц и учительниц, заменившего с 1895 г. закрытые реакционным правительством Высшие женские курсы, читая там лекции по минералогии и кристаллографии. Вместе с другими прогрессивными профессорами он добивался отмены запрещения курсов, и когда в 1901 г. курсы были снова открыты, то в них, а позднее в университете им. Шанявского В. И. Вернадский и его ученики создали настоящий Минералогический кабинет, поставив преподавание минералогии на высокий уровень. Достаточно упомянуть, что, например, первый в мире курс геохимии был прочитан именно в университете Шанявского А. Е. Ферсманом в 1909 г. На Высших женских курсах преподавал и другой талантливый ученик Владимира Ивановича — кристаллограф и минералог В. В. Карандеев. Не удивительно, что и среди слушательниц Высших женских курсов были энтузиасты минералогии — Н. Д. Ревуцкая и А. И. Миссуна, О. М. Шубникова, Е. А. Гейман и др.

В настоящей краткой статье невозможно хотя бы сколько-нибудь полно осветить всю многогранную деятельность такого большого ученого, каким был Владимир Иванович Вернадский. Он жил для науки и в заветах служению ей воспитывал группировавшуюся вокруг него молодежь. Как самый заботливый пестун, выводил он на дорогу науки молодых ученых. Свидетельством этого является обширная (к сожалению, еще не опубликованная) переписка Владимира Ивановича с учениками, организация им публикаций их работ, создание трибуны для свободного научного обмена мнениями в виде Минералогического кружка. За время пребывания В. И. Вернадского в Московском университете его учениками (кафедрой минералогии) опубликовано 94 научных труда, отражающих специфику работы и методы подготовки молодых ученых к самостоятельным исследованиям. На занятиях Минералогического кружка, организованного в ноябре 1901 г., было сделано 47 докладов (до 1911 г.). Здесь впервые выступали А. Е. Ферсман, В. В. Аршинов и другие ныне широко известные ученые, и в этом же направлении, как прямо об этом писал А. Е. Ферсман, протекает впоследствии деятельность Минералогического кружка Академии наук, продолжавшаяся в Минералогическом музее Академии наук сначала в Ленинграде, а затем и в Москве.

Общая политическая обстановка в России после революционного подъема 1905 г. была настолько напряженной, что каждый честный ученый, деятель науки, искренне заботившийся о воспитании передовой молодежи, не мог не войти в конфликт с официальной властью. Передовые московские ученые, и в их числе В. И. Вернадский, активно выступали в защиту науки, свободы преподавания и автономии университета, отлично понимая, что наступившая в стране тяжелая политическая реакция направлена и против молодежи, студенчества. Над университетами, и в том числе над Московским, устанавливается строгий полицейский надзор, угнетающий как студенчество, так и профессуру. Это вызывает страстный протест, не могший не разразиться взрывом.

Такой взрыв произошел весной 1911 г. по поводу, казалось бы, не имевшему прямого отношения к политическим требованиям. Смерть великого русского писателя Льва Толстого, взволновавшая всю Россию, тупая злоба официальной церкви и запрет «святейшего» синода хоронить Л. Н. Толстого по обрядам православной церкви, как еретика, вызвали волну демонстраций протеста. Возмущенные студенты Московского университета, выкрикивая нелепые для правительства и синода эпитеты, с пением «Со святыми упокой» вышли на Моховую улицу. Вызванная кон-

ная полиция и жандармы загнали студентов во двор университета, окружили и заняли университетское здание. Ректорат университета в лице профессоров Мануйлова и Минакова, поддержанные Ученым советом университета, заявили резкий протест против незаконных действий полиции и потребовали ее удаления из университета. Через три дня последовало их увольнение по «третьему пункту» (политическая неблагонадежность) реакционным министром просвещения Кассо, и начался настоящий разгром Московского университета и вместе с тем и русской науки.

В знак протеста вместе с ректором университет покинули 21 профессор, 80 доцентов и более 100 преподавателей, в числе их и В. И. Вернадский. Вместе с Владимиром Ивановичем ушли его ученики Я. В. Самойлов, В. В. Карандеев, ушел и крупнейший кристаллограф Ю. В. Вульф. Несколько ранее университет покинул А. Е. Ферсман. Вскоре умерли оставшиеся в университете Г. О. Касперович (1912 г.) П. К. Алексат (1913 г.), А. О. Шкляровский (1912 г.), и центр русской минералогии, оказавший такое могучее влияние на развитие этой науки, оказался разрушенным. Болью и гневом дышит статья В. И. Вернадского «Разгром», напечатанная в газете «Русские ведомости» (№ 43 за 1911 г.): «Удар по высшей школе есть удар по центрам научной мысли и научного творчества науки... Над высшей школой проявлен эксперимент „твердой власти“. Он привел к неизбежному уходу из нее сотен преподавателей... К этому тяжелому шагу вынудило их убеждение в первенстве нравственных принципов... Уход был сделан еще при особом условии — при ясной уверенности в неизбежном наступлении лучших времен... Возрождение университета будет великим праздником русской науки. Оно связано с ростом национального самосознания. Этот день не за горами».

Не нужно сегодня доказывать нам, видящим новое здание Московского университета, пророческое значение и правдивость слов, написанных замечательным ученым и большим человеком почти 50 лет назад. Полицейский разгром не мог приостановить развитие русской науки. Ученики В. И. Вернадского в университетах страны внедряли научные идеи школы Вернадского — школы передовой русской и советской науки. В. И. Вернадский, еще в 1906 г. избранный академиком, переехал в Петербург, в Академию наук, где его энергией были созданы новые центры развития науки: Минералогический музей, преобразованный затем в институты: Геологических наук, Радиевый и Геохимический; Комиссия по изучению естественных производительных сил России (КЕПС); государственные экспедиции огромного научного и практического значения, объединяемые ныне Советом по изучению производительных сил при Академии наук (СОПС). Выросли и новые отрасли знания — геохимия, биогеохимия, радиогеохимия. Значение В. И. Вернадского для развития минералогии трудно переоценить, ибо не только в Советском Союзе, но и во всем мире современное развитие минералогии идет в значительной мере по путям, впервые намеченным Владимиром Ивановичем в Московском университете. «Он любил прошлое науки, ее настоящее, но больше всего он любил будущее, великое будущее науки... Поэтому в пантеоне советской науки имя В. И. Вернадского будет незабвенным, и наш народ, так любящий и ценящий науку, будет хранить всегда благодарную память об этом замечательном ученом». Так писал о Владимире Ивановиче его друг, президент Академии наук СССР Владимир Леонтьевич Комаров, провожая его в 1945 г. в последний путь.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук *Г. П. Барсанов*

И. В. ГИНЗБУРГ

**ОБ ИЗМЕНЕНИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА
ГРАНИТНОЙ МАГМЫ, ВЕДУЩЕМ К ОБРАЗОВАНИЮ
ЛИТИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ**

В многочисленной литературе, посвященной вещественному составу гранитных пегматитов, рассматривается главным образом изменение содержания специфических минералов и химических элементов. Характеристике изменения содержания их главных составных частей, а именно кварца, полевых шпатов и остальных минералов, а также преобладающих окислов (или элементов) уделяется пока мало внимания. Вместе с тем известно, что появление новых минеральных парагенезисов находится в зависимости от изменения содержания главных окислов (или элементов). Это показывается ниже на примере гранитных пород и пегматитов северо-запада СССР.

1. В результате обработки количественно-минералогических подсчетов пегматитов в шлифах, штуфах и обнажениях (табл. 1) по способу, предложенному Б. М. Куплетским (1953), представилось возможным сопоставить пегматиты с основными разновидностями гранитоидов.

Микроклиновые, мусковитово-шерловые (мусковитовые) и сподуменовые пегматиты одного из районов северо-запада СССР по соотношению полевых шпатов¹ и их отношению к кварцу и другим минералам (рис. 1) соответствуют тоналитам, плагиогранитам, гранодиоритам, гранитам, аляскитам, реже — кварцевым сиенитам и кварцевым диоритам. Из них микроклиновые пегматиты обычно соответствуют гранитам, аляскитам и кварцевым сиенитам, т. е. разновидностям гранитоидов, наиболее богатым микроклином. Мусковитовые и мусковитово-шерловые пегматиты отвечают главным образом гранитам и гранодиоритам, т. е. разновидностям гранитоидов, менее насыщенным микроклином. Наконец, сподуменовые пегматиты, по тем же признакам, соответствуют тоналитам (гранодиоритам), т. е. разновидностям гранитоидов, обедненным микроклином или лишенным его.

Учитывая данные о возрастной последовательности пегматитов изученного района, отмечаем, что от ранних — микроклиновых пегматитов к мусковитовым и мусковитово-шерловым и далее к наиболее поздним — сподуменовым пегматитам убывает содержание микроклина (до незначительного в последних из них).

¹ Весь альбит относился к плагиоклазу, а не к плагиоклазу и частично к микроклину, как предложено Б. М. Куплетским.

Примеры минерального состава пегматитов изученного района
(в объемн. %)

Таблица 1

46

И. В. Гинзбург

Минералы	Пегматиты													
	микроклиновые				мусковитово-шерловые						сподуменовые			
Кварц	36,9	37,7	30,0	23,4	38,3	35,7	27,7	31,0	29,7	35,6	43,0	48,9	33,3	24,4
Плагиоклаз	50,5	44,0	29,7	13,3	61,0	28,2	37,0	30,3	20,3	19,5	22,0	40,0	39,7	21,5
Микроклин	10,4	14,6	38,5	62,0	—	—	18,5	20,4	30,5	40,0	7,9	1,5	—	—
Мусковит	0,8	1,7	1,3	0,4	—	35,6	7,5	15,2	15,0	3,5	14,5	6,7	10,2	3,5
Биотит	—	1,5	0,5	—	—	—	—	—	4,5	—	—	—	—	—
Шерл	—	—	—	0,6	0,7	—	9,3	3,1	—	1,4	3,9	—	0,5	—
Сподумен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,5	2,9	15,3	50,6
Ортит	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эпидот	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	0,3	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,0	100	100	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	—	2,2	—	1,0	—
Группы гранитоидов * .	II	II	III	IV	I	I	III	III	III	III	II	I	I	I

* Группы гранитоидов, которым соответствуют пегматиты по соотношению полевых шпатов: I — тонациты, плагиограниты; II — гранодиориты; III — граниты; IV — аляскиты

Для гранитоидных пород района (табл. 2) тем же способом определено возрастание содержания микроклина от ранних разновидностей к поздним, причем поздние разновидности гранитоидов менее обогащены микроклином, чем ранние разновидности пегматитов.

Таким образом, соотношение полевых шпатов в гранитных породах и пегматитах района обнаруживает следующие изменения (рис. 2). Сначала отмечается закономерное возрастание содержания микроклина от $\frac{Mi}{Pl} = \frac{0}{100} - \frac{10}{90}$ (в ранних разновидностях гранитоидов) к $\frac{Mi}{Pl} = \frac{30}{70} - \frac{60}{40}$ (в поздних разновидностях гранитоидов) и до $\frac{Mi}{Pl} = \frac{80}{20} - \frac{100}{0}$ (в ранних разновидностях пегматитов), а затем происходит уменьшение его содержания до $\frac{Mi}{Pl} = \frac{30}{70} - \frac{60}{40}$ и до $\frac{Mi}{Pl} = \frac{10}{90} - \frac{30}{70}$ (в более поздних разновидностях пегматитов) и даже до $\frac{Mi}{Pl} = \frac{0}{100} - \frac{10}{90}$ (в самых поздних — сподуменовых пегматитах)¹. Из сделанных сопоставлений напрашиваются следующие выводы.

Закономерное возрастание содержания микроклина, характерное для последовательного хода кристаллизации гранитной магмы (вплоть до микроклиновых пегматитов) нарушается при переходе к мусковитовошерловым и затем к сподуменовым пегматитам. Процесс кристаллизации этих пегматитов отличается закономерным понижением содержания микроклина, до полного его исчезновения в соответствующих зонах сподуменовых пегматитов и появления некоторого его количества в стадию автотетасоматоза.

Характерной особенностью изученных пегматитов района является незначительное проявление в них контактового взаимодействия. Количественно-минералогический состав пегматитов приконтактных зон обнаруживает две особенности. С одной стороны, они обогащены плагиоклазом, что связано с реакционными контактными процессами, (рис. 1, 5, 8), а с другой стороны, они местами обогащены кварцем, что связано с последующими процессами грейзенизации (рис. 1, 4).

¹ Только в некоторых образованиях стадии замещения обнаруживается местное развитие микроклина.

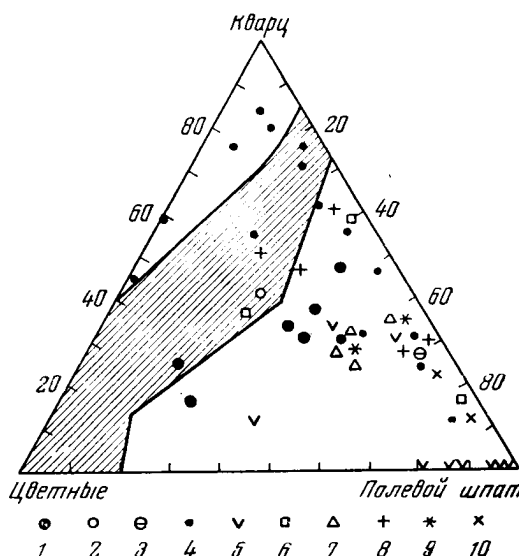


Рис. 1. Сводная диаграмма минерального состава пегматитов (на основе диаграмм Б. М. Куплетского, 1953), показывающая соответствие пегматитов разновидностям гранитных пород.

Сподуменовые пегматиты: 1 — тоналиты, плагиограниты; 2 — граниты; 3 — аляскиты (сподуменовые зоны); 4 — тоналиты, плагиограниты (аплитовидные зоны) и мусковитовые сланцы (сланцевые зоны); 5 — диориты и отчасти гранодиориты (зоны непосредственных контактов); мусковит-турмалиновые пегматиты: 6 — плагиограниты, тоналиты; 7 — граниты (внутренние зоны); микроклиновые пегматиты: 8 — гранодиориты, часть граниты (краевые зоны); 9 — граниты; 10 — аляскиты и кварцевые сиениты (внутренние зоны)

Таблица 2

Примеры минерального состава гранитоидных пород изученного района
(в объемн. %)

Минералы	Тоналиты				Гранодиориты				Граниты			
Кварц	28,5	24,7	20,6	25,9	33,9	36,2	32,4	36,9	30,8	34,3	27,2	21,4
Плаггиоклаз	48,4	52,1	61,3	55,8	42,7	44,6	43,3	45,7	35,6	28,1	23,0	26,0
Микроклин	—	0,6	2,5	5,7	6,3	10,3	11,2	6,4	15,5	24,4	45,0	46,2
Биотит	19,4	13,8	8,4	6,0	11,6	4,7	3,2	6,6	10,1	4,9	2,8	1,9
Мусковит	—	6,3	3,7	4,2	3,5	—	7,3	1,5	4,1	1,3	0,2	2,1
Эпидот	2,0	2,0	2,5	1,7	0,8	2,2	0,5	1,2	2,2	6,2	1,2	—
Акцессорные	1,7	0,5	1,0	0,7	1,2	2,0	2,1	1,7	1,7	0,8	0,6	2,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Отмеченные контактовые проявления, по существу, не сказываются на общем составе мусковитово-шерловых, микроклиновых и сподуменовых пегматитов, т. е. не влияют на наши выводы.

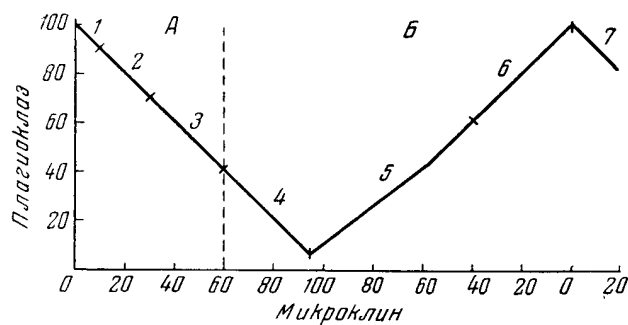


Рис. 2. График соотношения полевых шпатов в гранитоидах и пегматитах (по данным 85 количественно-минералогических подсчетов). Сумма полевых шпатов отнесена к 100; здесь, как и на рис. 1, весь альбит относится к плаггиоклазу.

Цифры на графике обозначают: 1 — тоналиты; 2 — гранодиориты; 3 — граниты; 4 — микроклиновые пегматиты; 5 — мусковит-шерловые пегматиты; 6 — сподуменные пегматиты; 7 — замещающий комплекс сподуменных пегматитов.

А — поле гранитоидов; Б — поле пегматитов.

2. При сравнении данных химических анализов гранитоидов и пегматитов изученного района (табл. 3) выявляется, прежде всего, перелом в соотношении в них щелочей. По мере следования от гранодиоритов к микроклиновым пегматитам происходит накопление калия. От микроклиновых пегматитов к литиевым пегматитам и в пределах последних отмечается понижение содержания калия. В графическом изображении процесс обогащения и последующего обеднения пород калием выглядит почти одинаково как для частных анализов литиевых пегматитов и ассоциирующихся

Таблица 3

Примеры химического состава некоторых гранитоидов и пегматитов изученного района

Окислы	1		2		3		4		5		6		7	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	71,66	1194	75,57	1259	71,92	1198	73,90	1230	76,37	1272	72,50	1207	74,96	1248
TiO ₂	0,36	005	0,21	003	0,11	001	0,17	002	0,06	001	Следы	000	—	—
Al ₂ O ₃	14,22	139	12,87	126	14,47	142	14,30	140	13,32	130	17,04	167	15,40	151
Fe ₂ O ₃	1,29	008	1,07	007	1,44	009	0,79	005	0,70	004	0,07	001	0,49	003
FeO	0,89	012	0,96	013	1,34	018	0,81	011	0,22	003	0,67	009	0,35	005
MgO	0,38	010	0,43	010	0,70	017	0,32	007	0,17	005	0,22	005	0,05	001
MnO	0,12	001	0,02	000	0,02	000	0,06	000	0,04	000	0,12	001	0,07	001
CaO	1,11	020	1,24	021	2,34	042	1,35	024	0,62	011	1,10	020	0,45	008
Na ₂ O	2,27	037	2,62	042	3,50	056	2,96	048	3,20	052	3,26	053	4,18	068
K ₂ O	6,90	073	5,11	054	3,85	040	5,04	053	4,80	051	2,71	029	0,34	003
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,39	047	2,19	073
P ₂ O ₅	—	—	Следы	—	0,11	000	0,02	000	—	—	0,25	002	0,28	002
BeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	Следы	—
SO ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	»	—
H ₂ O	0,05	—	0,07	—	0,13	—	0,19	—	0,15	—	0,14	—	0,20	—
Потери при прок. . . .	0,22	—	0,34	—	0,33	—	0,39	—	0,49	—	0,69	—	0,69	—
Сумма	99,47	—	100,51	—	100,26	—	100,30	—	100,14	—	100,41	—	99,65	—
Анализы	В. И. Влодавца		Автора		Автора		Автора		А. А. Чумакова		И. А. Матроз		Автора	

1, 2. — гранитные породы глубинного очага, вероятно, родоначального для гранитов, ассоциирующихся со сподуменовыми пегматитами; 3, 4, 5 — граниты, ассоциирующиеся со сподуменовыми пегматитами; 6, 7 — сподуменовые пегматиты.

с ними гранитоидов изученного района (рис. 3), так и для средних составов гранитов и пегматитов северо-запада СССР (рис. 4).

Главнейшие черты химизма гранитных пегматитов показаны А. Е. Ферсманом (1941) в цифрах кларков порообразующих элементов на примере гранитных пород и пегматитов Урала. Для северо-запада СССР также представляется возможным рассмотреть некоторые особенности химизма гранитных пород и связанных с ними пегматитов (по данным средних химических составов, вычисленных как средние арифметические, табл. 4).

Сопоставление среднего гранодиорита, гранита, микроклинового пегматита и литиевого пегматита обнаруживает следующую направленность изменения содержания окислов (в молекулярных количествах, табл. 4).

От гранодиорита к микроклиновому пегматиту возрастает содержание кремнезема и калия, но падает содержание натрия. В литиевом пегматите — самое низкое содержание калия, кремнезема меньше, чем в граните, а натрия больше, чем в гранодиорите. Содержание глинозема и воды (потери при прокаливании) падает от гранодиорита к граниту, а затем возрастает в направлении к литиевому пегматиту. Содержание железа и магния падает от гранодиорита к микроклиновому пегматиту, но несколько возрастает в литиевых пегматитах. От гранодиорита к литиевому пегматиту содержание кальция постепенно понижается, отношение же натрия к калию по мере перехода от гранодиорита к литиевому пегматиту изменяется на обратное. В литиевом пегматите присутствуют литий, рубидий, цезий и отмечается повышенное количество фосфора.

В целом, в изменении содержания окислов наблюдается следующая картина (рис. 5): большая часть их закономерно изменяется по мере перехода от гранодиоритов к гранитам и далее к микроклиновым пегматитам.

При переходе к литиевым пегматитам обнаруживается уменьшение содержания тех окислов, количество которых ранее увеличивалось, и наоборот, увеличивается содержание тех окислов, количество которых прежде уменьшалось. Кроме того, появляются некоторые специфические окислы. Вместе с тем по соотношению глинозема, щелочей и извести все эти породы относятся к плюмазитовому ряду.

Одна из особенностей химического состава литиевых пегматитов состоит в пониженном, по сравнению с гранитами, и в повышенном, по сравнению с микроклиновыми пегматитами, содержании MgO , FeO , при повышенном содержании Al_2O_3 и присутствии Li_2O (рис. 5). Эти изменения валового химического состава сочетаются с широко распространенным в порообразующих минералах литиевых пегматитов

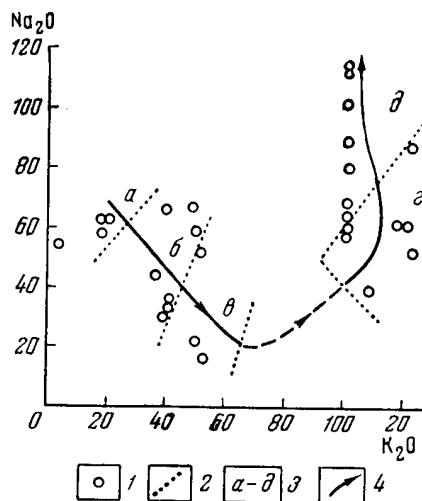


Рис. 3. График соотношения щелочей в литиевых пегматитах и ассоциирующихся с ними гранитоидов.

1 — содержание Na_2O и K_2O в молекулярных количествах (по данным химических анализов); 2 — примерные границы разновидностей горных пород; 3 — горные породы (а — тоналиты, б — гранодиориты, в — граниты, г — сподуменовые пегматиты, д — лепидолито-сподуменовые пегматиты); 4 — кривая изменения соотношения щелочей в процессе последовательного образования горных пород.

Таблица 4

Средний химический состав гранитов и пегматитов северо-запада СССР

Описаны	1		2		3		4	
	Вес. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.	В. %	Молек. колич.	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	67,98	1131	72,87	1213	73,72	1227	72,19	1202
TiO ₂	0,32	004	0,18	003	—	—	0,01	—
Al ₂ O ₃	16,25	159	14,59	143	15,14	148	16,79	165
Fe ₂ O ₃	1,36	009	0,99	006	0,33	002	0,83	005
FeO	1,86	026	1,14	015	—	—	0,44	006
MnO	0,07	001	0,03	000	—	—	0,08	001
MgO	1,16	028	0,48	011	0,26	006	0,35	009
CaO	2,78	049	1,76	031	1,25	021	0,68	012
Na ₂ O	4,49	073	3,54	056	3,27	053	4,81	077
K ₂ O	3,07	033	3,85	040	5,51	058	1,12	012
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—	1,22	041
P ₂ O ₅	0,03	—	0,02	—	—	—	0,21	001
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,18	001
Cs ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,38	001
Потери при прок.	0,63	—	0,55	—	0,52	—	0,71	—
Сумма	100,00	—	100,00	—	100,00	—	100,00	—
Количество анализов	22	—	35	—	50	—	12	—

1 — гранодиорит с Кольского полуострова и из Карелии; 2 — гранит с Кольского полуострова и из Карелии; 3 — микроклиновый керамический пегматит из Карелии; 4 — литиевый редометаллический пегматит с Кольского полуострова.

(сподумене, слюдах, турмалинах и др.) изоморфным замещением Mg и Fe на Li и Al по типу $2\text{Mg}(\text{Fe}^{2+}) \rightarrow \text{LiAl}$.

Другой особенностью химического состава литиевых пегматитов является пониженное содержание K₂O, повышенное содержание Na₂O при несколько пониженном количестве SiO₂ по сравнению с микроклиновыми пегматитами и с гранитами.

Сравнивая между собою средние составы разновидностей литиевых пегматитов: сподуменных (табл. 5, анализ 1) и лепидолито-сподуменных (табл. 5, анализ 2), обнаруживаем некоторые различия между ними: в более поздних лепидолито-сподуменных пегматитах (анализ 2) убывает содержание SiO₂, CaO, K₂O, Li₂O и отчасти Al₂O₃, FeO, MnO, но возрастает содержание Fe₂O₃, MgO и особен-

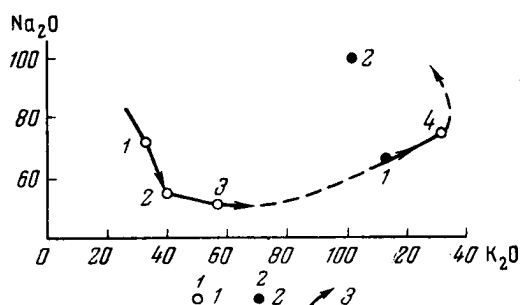


Рис. 4. График соотношения щелочей в пегматитах и гранитных породах северо-запада СССР (по данным средних составов).

Содержание Na₂O и K₂O в молекулярных количествах: 1 — для гранитоидов и пегматитов Кольского полуострова и Карелии (номера у кружков соответствуют номерам табл. 4); 2 — для разновидностей литиевых пегматитов Кольского полуострова (номера у кружков соответствуют номерам табл. 5); 3 — кривая изменения отношения щелочей

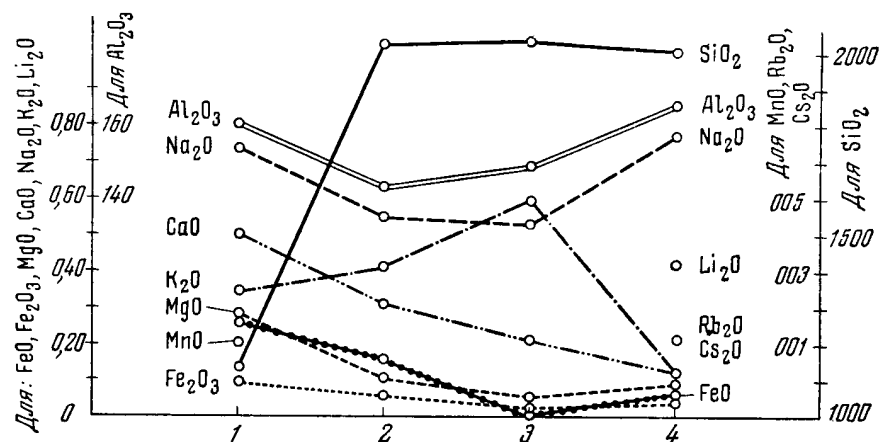


Рис. 5. Диаграмма изменения состава гранитной магмы, ведущего к образованию литиевых пегматитов.

На оси ординат даны молекулярные количества окислов. На оси абсцисс на равном расстоянии друг от друга показаны горные породы: 1 — гранодиориты; 2 — граниты; 3 — микроклиновые пегматиты; 4 — литиевые пегматиты (см. табл. 5)

Таблица 5

Средний химический состав разновидностей литиевых пегматитов изученного района

Окислы	Вес. %		Молек. колич.		Параметры (по Заварицкому)		
	1*	2	1	2		1**	2**
SiO ₂	72,82	71,43	1212	1189			
TiO ₂	0,01	0,01	000	000	a	17,0	17,5
Al ₂ O ₃	16,94	16,62	166	163	c	0,9	0,5
Fe ₂ O ₃	0,75	0,94	004	006	e	4,2	4,4
FeO	0,61	0,11	008	001	s	77,9	77,6
MgO	0,31	0,44	007	011			
MnO	0,10	0,04	001	000	a'	60,6	62,7
CaO	0,81	0,44	014	008	f'	27,3	19,4
Na ₂ O	4,05	6,35	065	102	m'	12,1	17,9
K ₂ O	1,51	0,34	016	003			
Li ₂ O	1,51	0,64	050	021	n	50	76,8
P ₂ O ₅	0,20	0,24	001	001	φ	15,2	17,9
Rb ₂ O	—	0,54	—	003	Q	20,9	19,7
Cs ₂ O	—	1,17	—	004			
Потери при прок. . . .	0,38	0,69	—	—			
Сумма	100,0	100,0	—	—			

1 — сподуменовые пегматиты; 2 — лепидолито-сподуменовые пегматиты.

* Rb и Cs не определялись, так как эти пегматиты почти не содержат специфических Rb-Cs-содержащих минералов.

** Li₂O, Rb₂O, Cs₂O при пересчете объединены со щелочами.

но Na_2O по сравнению с более ранними сподуменовыми пегматитами (анализ 1). Главное отличие лепидолито-сподуменовых пегматитов от сподуменовых состоит в пониженном содержании SiO_2 и Li_2O и в повышенном содержании Na_2O .

Согласно пересчетам по методу А. Н. Заварицкого (1944), от гранодиоритов к литиевым пегматитам падает «известковистость» (с), от гранодиоритов к микроклиновым пегматитам — «основность» (b), возрастающая

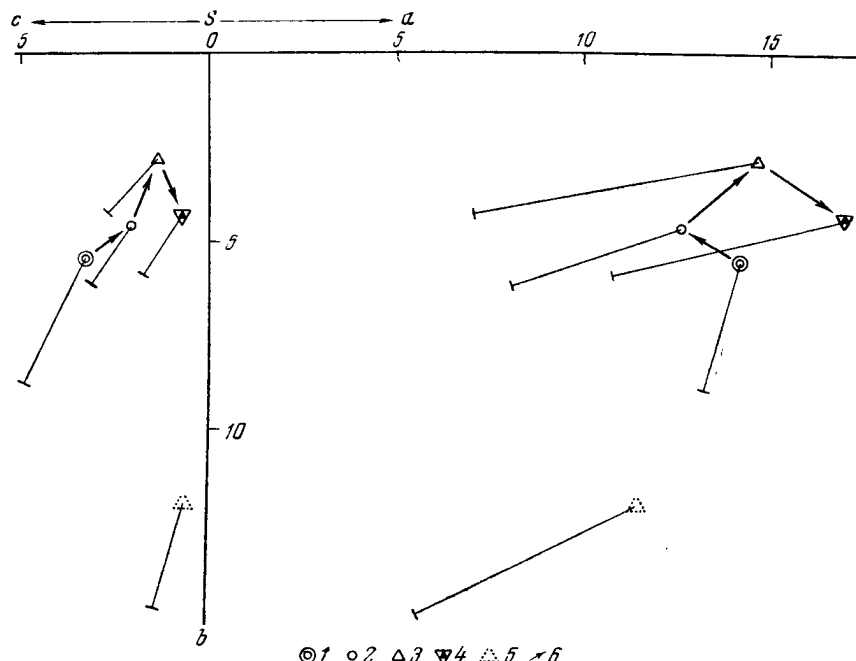


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому, 1944).

1 — гранодиориты; 2 — граниты; 3 — микроклиновые пегматиты; 4 — литиевые пегматиты, в которых литий пересчитан со щелочами, исходя из принадлежности его к щелочным металлам; 5 — они же, но литий объединен с магнием (принимая во внимание, что в кристаллических решетках породообразующих минералов — сподумене, слюдах, турмалине и других — литий занимает места магния и железа); 6 — направленность дифференциации (использованы данные средних составов горных пород, см. табл. 4).

затем в литиевых пегматитах; «щелочность» (а) характеризуется неустойчивостью. В числовых характеристиках (табл. 5) выступает большая основность (b) и щелочность (а) лепидолито-сподуменовых пегматитов и их меньшая известковистость (с) и кислотность (s) по сравнению со сподуменовыми.

Развитие процесса магматической дифференциации наглядно изображается на диаграмме Заварицкого (рис. 6). Переходами от гранодиоритов (рис. 6, 1) к гранитам (рис. 6, 2) и далее к микроклиновым пегматитам (рис. 6, 3) отмечен нормальный ход этого процесса. При переходе от калиевых — микроклиновых пегматитов (рис. 6, 3) к литиевым (рис. 6, 4), процесс приобретает несколько иную направленность (особенно резко выраженную в случае объединения Li_2O с MgO при расчете среднего анализа (рис. 6, 5).

Отмеченное (рис. 3, 4, 5, 6) изменение направленности процесса дифференциации показывает, что отчетливо выраженная тенденция нако-

пления калия в расплаве, достигнув определенного предела (в микроклиновых пегматитах), прекращается и сменяется тенденцией накопления других щелочных металлов, в первую очередь лития (в сподуменовых пегматитах), а затем натрия, рубидия и цезия (в лепидолито-сподуменовых пегматитах). Именно этими обстоятельствами, очевидно, объясняется геохимическое различие между микроклиновыми гранитами и микроклиновыми пегматитами, с одной стороны, и разнообразными типами литиевых пегматитов — с другой (А. Гинзбург, 1955), а также четкая химическая обособленность всей группы литиевых (натро-литиевых) пегматитов среди других гранитных пегматитов.

3. Изменения в относительном содержании породообразующих окислов при переходе от микроклиновых пегматитов к сподуменовым, очевидно, и определяют собой накопление ряда элементов в сподуменовых и лепидолито-сподуменовых пегматитах изученного района. Так, в гранитах, предшествующих пегматитам, и в микроклиновых пегматитах установлено 37 химических элементов, в мусковитово-шерловых — 40, а в сподуменовых и лепидолито-сподуменовых — 51. Химические элементы, открытые в гранитах и микроклиновых пегматитах, входят в состав всех других пегматитов: H, Li, Be, B, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Ba, La, Hf, Pb, Th, U; в мусковитово-шерловых пегматитах обнаружено еще три элемента: Mo, Ta, Tl, а в сподуменовых и лепидолито-сподуменовых пегматитах, кроме того, выявлено еще 11 элементов: Ge, As, Ag, Cd, In, Sb, Cs, W, Au, Bi, Se. При этом в процессе пегматитообразования химические элементы не исчезают (хотя некоторые из них, чуждые пегматитам — Cr, V, Co, Ni и др. — рассеиваются). Концентрация многих других элементов повышается, судя по результатам спектральных анализов (например, Li, Be, Tl, Cs, Rb, Bi), и по данным о возрастании количества минералов, содержащих эти элементы. При большем накоплении некоторые из них образуют самостоятельные минералы (Li, Au, Zn, Cs, Be и др.). В восьми «проходящих» и в шести специфических минералах гранитов и пегматитов 112 спектральными анализами найдено 38 химических элементов: Li, Be, F, Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Hf, Ta, Tl, Pb, Bi, Th (табл. 6). Остальные элементы определены различными методами, а также по химическому составу минералов (например, вольфрамит, молибденит, F и H — в слюдах, O — в окислах и силикатах и т. п.).

4. Весь имеющийся цифровой материал по вещественному составу пегматитов изученного и других районов северо-запада СССР подтверждает установленные ранее А. Е. Ферсманом (1941) и А. И. Гинзбургом (1955) характерные черты состава микроклиновых, шерлово-мусковитовых и натрово-литиевых пегматитов.

Точно так же на конкретных примерах изменения валового содержания породообразующих минералов и отдельных окислов, в частности — окислов щелочных металлов, в ходе развития процесса образования гранитов и пегматитов несколько дополняется приведенная А. И. Гинзбургом (1955) геохимическая последовательность смены одних щелочей другими. По нашим данным, суммарная концентрация щелочей от гранитоидов к литиевым пегматитам происходит в следующем порядке:

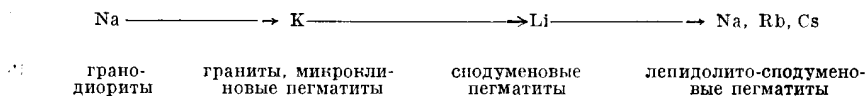


Таблица 6

Список химических элементов, открытых в изученных минералах спектральным анализом
(Аналитики Н. Н. Колесников и П. В. Лизунов)

Минералы	Li	Be	Na	Mg	Al	Si	P	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ag	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Hf	Ta	Tl	Pb	Bi	Th	CaF ₂	Количество анализов минералов *								
																																							а	б	в	г	д	е	ж		
Кварц			+	+	+	+			+		+			+	+				+		+						+												3	4	2	2	2	2	15		
Плагноклаз . .		+	+	+	+	+		+	+		+	+		+	+				+		+		+		+		+			+					+	+				2	2	2	2	4	—	12	
Микролин . .	+	+	+	+	+	+		+	+		+			+	+				+		+		+						+					+	+				2	4	2	2	3	—	13		
Турмалин . . .	+	+	+	+	+	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					+		+							+	+				1	3	3	—	11	2	20	
Гранат		+		+	+	+			+	+	+	+		+	+	+		+	+	+	+		+	+		+	+								+					1	3	—	2	1	—	7	
Мусковит . . .	+	+	+	+	+	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+		+	+		+	+			+	+					2	4	3	3	3	—	15	
Биотит	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+		+	+			+	+									2	2	—	—	—	—	4	
Лепидолит . .	+	+	+	+	+	+		+	+		+				+	+			+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+					—	—	—	3	—	3		
Апатит		+		+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+			+		+			+	+	+	+			2	—	2	2	1	—	7
Сподумен . . .	+	+	+	+	+	+		+	+		+				+	+			+		+				+	+	+	+	+										—	—	—	4	4	—	8		
Берилл	+	+	+	+	+	+		+	+		+			+	+				+	+	+	+	+	+	+	+			+					+					—	—	—	2	2	—	4		
Циркон	+	+			+	+			+	+	+			+	+				+				+	+	+	+	+							+	+	+	+			1	—	—	—	1	—	2	
Танталит-ко- лумбит . . .		+		+	+	+			+	+	+			+	+	+		+	+	+		+	+	+	+	+	+			+	+	+		+	+	+	+			—	—	1	—	1	—	2	
Касситерит . .	+		+	+	+	+			+	+	+			+									+	+	+	+	+	+						+	+	+	+			—	—	—	—	1	—	4	

* а — гранит; б — микроклиновый пегматит; в — шерловый пегматит; г — сподуменовый пегматит; д — лепидолито-сподуменовый пегматит; е — кварцевые изилы; ж — общее количество анализов

Об изменении естественного состава гранитной массы

Все изложенное об изменении минералогического и химического состава горных пород от гранодиоритов к литиевым пегматитам позволяет сделать следующее заключение.

1. Литиевые пегматиты, относящиеся к производным гранитной магмы, не являются непосредственным продуктом ее дифференциации.

2. Постепенная эволюция гранитного расплава, выражающаяся в обогащении его калием и кремнием, завершается образованием микроклиновых пегматитов.

3. Появлению обогащенных литием расплавов предшествовало резкое изменение в соотношении химических элементов, вызванное прежде всего прекращением концентрации калия вследствие кристаллизации микроклиновых пегматитов (или отделения их расплава).

4. Образование богатого литием пегматитового расплава связано с существенным отличием химизма оставшейся порции гранит-пегматитового расплава.

5. Процесс накопления лития, достигший наивысшего значения в сподуменовых пегматитах, получает в лепидолито-сподуменовых пегматитах обратную направленность. Вместе с тем сохраняется обычная тенденция к понижению содержания калия, кальция, силиция, зато натрия концентрируется в больших количествах.

6. Отмеченные изменения в соотношениях главных петрогенных элементов, очевидно, и создают благоприятную обстановку для концентрации сначала лития, а затем рубидия, цезия и других редких элементов в пегматитовом расплаве, а также для появления специфических минералов, содержащих эти элементы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Г и н з б у р г А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. — Труды Минер. музея АН СССР, № 7, 1955.
 З а в а р и ц к и й А. Н. Введение в петрохимию. Изд-во АН СССР, 1944.
 Р у п л е т с к и й Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1953.
 Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты, т. I. 3-е переработ. и дополн. изд. М., Изд-во АН СССР, 1941.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

А. А. ГОДОВИКОВ

О ЗАВИСИМОСТИ ПАРАМЕТРА РЕШЕТКИ
МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СКУТТЕРУДИТА
ОТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

В литературе данные относительно связи между химическим составом минералов группы скуттерудита и параметром их решетки крайне скудны. Впервые такие сопоставления сделаны сравнительно недавно Холмсом (Holmes, 1947) и проведены преимущественно на синтезированных им соединениях. Однако Холмс не приводит результатов химического анализа этих соединений, а ограничивается только указанием пропорций исходных элементов, взятых для синтеза. Кроме того, он отмечает, что во всех полученных соединениях отношение $\frac{As + S}{Me}$, где $Me = Co + Ni + Fe$, было выше 2,6. Помимо искусственных соединений, им был определен параметр решетки для шести образцов минералов этой группы, анализы которых были известны.

Учитывая эти шесть анализов и результаты исследования искусственных соединений, он пришел к выводу, что параметр решетки соединений группы скуттерудита зависит от отношения атомов металлов в них ($Co : Ni : Fe$) и увеличивается по мере уменьшения роли кобальта в их составе. Однако вывод этот был чисто качественным. Холмсу не удалось также установить влияние на параметр решетки пропорции $\frac{As + S}{Me}$ каждого из образцов.

Кроме данных Холмса, совсем недавно С. Т. Бадаловым и П. Л. Прихидько (1956) опубликован химический анализ минерала, который они относили к хлоантиту. Автор приводит также параметр решетки этого минерала.

Данные Холмса, Бадалова и Прихидько приведены в табл. 1. Из нее видно, что как в природных, так и в искусственных соединениях указанная выше закономерность выдерживается почти на всех образцах: с уменьшением относительной роли кобальта в их составе параметр возрастает. Исключение составляет лишь один образец (№ 7), имеющий слишком высокий параметр по сравнению с тем, который можно было бы ожидать, исходя из отношения в нем $Co : Ni : Fe$. Однако данные для этого образца, по-видимому, недостаточно надежны. Он имеет слишком низкое отношение $\frac{As + S}{Me}$. Кроме того, Холмс производил определение параметров для образцов, проанализированных ранее. В этом случае также могла вкратиться ошибка за счет неоднородности образца и несовпадения

Таблица 1

Химический состав и параметры решетки минералов группы скуттерудита

№ п/п	Содержание в вес. %					Прочие компоненты вес. в %	Сумма	As + S Me	Co : Ni : Fe			Аналитик	Параметр решетки в кХ	Примечание	
	Co	Ni	Fe	As	S				Co	Ni	Fe				
а) Природные соединения															
1	20,18	0,11	1,84	76,38	1,50		100,01	2,83	90,8	0,5	8,7	Уокер	8,190	Темискаминг Майн, Кобальт, Онтарио (Walker, 1921), параметр определен Холмсом.	
2	16,54	4,10	1,42	76,41	1,20	Cu — 0,05	100,08	2,81	74,7	18,6	6,7	Эльзсворт	8,194	Эльдорадо Майн, Большое Медвежье озеро (Spence, 1932); параметр определен Холмсом.	
3	10,98	5,44	5,82	75,30	—	Нерастворимый остаток — 1,44	98,68	2,66	49,3	23,2	27,5	Файрчайлд	8,222	Горас Портер Майн, Гуннисон, Колорадо (Short, 1930); параметр определен Холмсом.	
4	5,13	11,12	2,64	67,37	—	Pb—следы; Ag— — 8,38; Cu — 1,04	99,20	2,78	26,9	58,5	14,6	Уоллер и Мозес	8,257	Баллард Ник, Грант, Нью-Мексико (Short, 1930); параметр определен Холмсом.	
5	5,2	14,96	4,78	70,49	3,56	Sb — 0,78	99,78	2,64	27,7	45,3	27,0	П. Л. Прихилько	8,26	Кургашинокан, Узбекская ССР (Бадалов и Прихилько, 1956). При расчете As + S : Me и Co : Ni : Fe вся S связана в герсдорфит	
6	4,5	15,2	3,5	75,4	Нет	Cu — 0,7; Bi — — нет; нераствори- мый остаток — нет	99,30	2,46	19,2	65,1	15,7	Файрчайлд	8,294	Шнееберг, Саксония Short, 1930); параметр определен Холмсом	
7	15,83	15,07	3,69	63,42	»	Bi — 0,86; нера- створимый оста- ток — 0,32	99,19	1,43	45,4	43,4	11,2	Фахей	8,303	То же	
б) Искусственные арсениды, полученные Холмсом															
8	—	—	—	—	—		—	—	100	—	—		8,188	Приведены данные только для гомогенных продуктов	
9	—	—	—	—	—		—	—	90	—	10		8,189		
10	—	—	—	—	—		—	—	75	—	25		8,193		
11	—	—	—	—	—		—	—	70	15	15		8,194		
12	—	—	—	—	—		—	—	75	25	—		8,207		
13	—	—	—	—	—		—	—	33,3	33,3	33,3		8,232		
14	—	—	—	—	—		—	—	50	50	—		8,253		

исходного материала, использованного для определения параметра решетки с тем, который был взят для определения химического состава.

Других определений параметра решетки для проанализированных образцов минералов группы скуттерудита найти не удалось.

В нашем распоряжении имелся ряд образцов минералов этой группы, для которых были произведены химические анализы и установлены параметры решетки. Для некоторых были определены также удельные веса. Полученные результаты сведены в табл. 2, образцы в которой расположены так же, как и в табл. 1 — в порядке, соответствующем постепенному увеличению параметра решетки¹.

Исследованные образцы были подвергнуты также спектральному анализу (табл. 3). Было установлено, что, помимо элементов, определенных химическим путем, никаких других примесей в заметном количестве в исследовавшихся образцах нет.

Из таблицы 2 видно, что содержание основных компонентов в образцах подвержено значительным колебаниям. Так, содержание кобальта изменяется от 60,4 до 26,6% от общей суммы атомов металлов, никеля — от 67,1 до 31,6%, железа — от 5,0 до 13,4%. Отношение $\frac{As + S}{Me}$ изменяется от 2,79 до 3,06. Кроме того, в некоторых образцах обнаружены заметные примеси висмута и сурьмы.

По химическому составу все наши образцы близки к формуле $MeAs_3$, т. е. к обычно приводимой формуле скуттерудита. Однако, в отличие от последнего, все они обнаруживают в отраженном свете характерную зональность и поэтому должны были бы быть отнесены к шмальтину или хлоантиту, для которых одним из характернейших признаков является наличие зональности (Ramdohr, 1955).

Среди имевшихся образцов были как относительно обогащенные кобальтом, т. е. такие, которые должны быть отнесены к шмальтину, например обр. 75, так и относительно обогащенные никелем, которые, по установившейся традиции, следовало бы отнести к хлоантиту, например обр. 2403. Однако существенной разницы между ними при наблюдении под микроскопом установить не удалось.

Исследование образцов методом Дебая позволило обнаружить у всех их сходную структуру. На всех дебаеграммах присутствовали линии с близкими межплоскостными расстояниями и интенсивностями. По этим признакам, как и следовало ожидать на основании имеющихся в литературе данных (Ofstedal, 1928; Peacock a. Berry, 1940; Harcourt, 1942; Holmes, 1947), они близки к скуттерудиту. Однако величина параметра решетки у различных образцов различна и колеблется от 8,207 до 8,294 кХ, а с учетом данных других авторов — от 8,190 до 8,303 кХ.

Как видно из табл. 2, и в этом случае выдерживается та же закономерность в изменении параметра решетки от отношения $Co : Ni : Fe$, хотя иногда и намечаются некоторые отклонения от нее.

Предыдущими исследованиями было установлено, что зональные минералы группы скуттерудита состоят из двух различных по составу компонентов, из которых один легче растворяется азотной кислотой (Vollhardt, 1888; Walker, 1925; Orcel et Jou ravskey, 1935) и легче окисляется (Beutell u. Lorenz, 1915; Яхонтова и др.; Годовиков и Кудрякова, 1958), а другой — труднее. Основное различие между этими компонентами заключается в их химическом составе — один из них богаче кобальтом и по своим свойствам близок к скуттерудиту, другой содержит больше никеля.

¹ Образцы 2404, 2406, 2407, 2408 представляют собой остатки от растворения обр. 2403 в различных реактивах (подробнее см. ниже).

Таблица 2

Химический состав и параметры решетки минералов группы скуттерудита

№ п/п	№ образца	Содержание в вес. % ²					Прочие компоненты	Сумма	$\frac{As+S}{Mc}$	Уд. вес. ³	Co : Ni : Fe			Анализатор	Параметр решетки в КХ ⁴
		Co	Ni	Fe	As	S					Co	Ni	Fe		
15	75	13,52	7,05	1,69	77,51	0,83	CaO — следы; MgO — нет; Sb — 0,07	100,67	2,79	6,70	60,4	31,6	8,0	В. А. Кудрякова	8,207
16	2296	9,97	8,30	2,68	75,27	0,20	Bi — 0,038; Sb — 0,28	96,74	2,82	6,67	47,2	39,4	13,4	»	8,228
17	2402	10,32	7,82	2,26	75,50	1,44	Bi — 0,039; Sb — 0,29; нераств. остаток — 1,93	99,63	3,02	6,54	50,2	38,2	11,6	»	8,236
18	3167	9,48	9,85	1,00	75,90	1,15	Bi — 0,014; Sb — 0,30; нераств. остаток — 0,13	97,11	3,03	—	46,4	48,4	5,2	»	8,242
19	2253	10,62	9,05	1,61	75,67	1,77	Bi — 0,01; Sb — 0,19; нераств. остаток — 0,41	99,33	2,93	6,55	49,6	42,5	7,9	А. А. Годовиков	8,244
20	2138	7,58	11,59	2,19	74,72	1,53	Bi — 0,15; Sb — 0,25; нераств. остаток — 0,40	98,41	2,86	—	35,2	54,1	10,7	А. А. Годовиков и Л. Ганзеева	8,252
21	2036	8,58	9,76	1,68	72,61	0,96	CaO — 1,72; MgO — следы; Sb — 0,41; Bi — 0,08; H ₂ O [±] — 2,70; Al ₂ O ₃ — 0,20; нераств. остаток — 0,29	99,05	2,92	—	42,6	48,6	8,8	В. А. Кудрякова	8,254
22	2025	7,26	10,71	1,51	67,32	1,61	CaO — 5,72; Sb — 0,04; H ₂ O [±] — 1,77; нераств. остаток — 0,12; CO ₂ — много (4,49) ⁵	96,06	2,85	—	37,0	54,9	8,1	»	8,260
23	3082	8,80	10,66	0,98	77,87	0,86	Bi — 0,012; Sb — 0,24; нераств. остаток — 0,19	99,61	3,06	6,53	42,8	52,1	5,0	»	8,265
24	2120	7,56	11,47	1,38	77,26	0,69	Bi — 0,003; нераств. остаток — 0,21	98,57	3,02	—	36,8	56,1	7,1	»	8,271
25	2406	6,85	12,45	1,70	77,28	0,62	Sb — 0,08; H ₂ O [±] — 0,50; нераств. остаток — 0,21	99,69	2,93	—	32,4	59,1	8,5	»	8,284
26	2408	6,45	12,71	1,28	75,60	0,77	Bi — следы; Sb — 0,06; нераств. остаток — 0,33	97,20	2,96	6,52	31,4	62,1	6,5	А. А. Годовиков	8,286
27	2404	6,30	13,50	1,68	77,58	0,83	Bi — следы; Sb — 0,01; нераств. остаток — 0,30	100,20	2,89	—	29,1	62,7	8,2	В. А. Кудрякова	8,288
28	2407	5,67	13,83	1,27	76,84	0,76	Bi — следы; Sb — 0,06; нераств. остаток — 0,33	98,76	2,96	—	27,1	66,5	6,4	А. А. Годовиков	8,291
29	2403	5,61	14,07	1,26	77,68	0,59	Bi — 0,003; Sb — 0,06; нераств. остаток — 0,12	99,39	2,95	6,54	26,6	67,1	6,3	В. А. Кудрякова	8,294

¹ Порядковые номера — продолжение таковых в табл. 1.² Методика химического анализа описана ранее (Годовиков, Кудрякова 1958).³ Все определения плотности произведены автором пикнометрическим способом с использованием бромформа.⁴ Методика рентгеновского анализа кратко описана в нашей работе 1958 г.⁵ В скобках приведена величина, вычисленная из расчета, что весь кальций, установленный анализом, входит в состав кальцита и связан с CO₂.⁶ В скобках сумма с учетом содержания в образце CO₂, входящей в состав кальцита (см. прим. ⁵).

Результаты спектрального анализа минералов группы скуттерудита

Таблица 3

№ образца	Co	Ni	Fe	As	Sb	Bi	Cu	Zn	Ag	Si	Al	Ca	Mg	Mn
75	≥1,0	≥1,0	≥1,0	>10,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,1—1,0	Следы	0,01—0,1	0,05—0,5	0,05—0,5	0,01—0,1	0,05—0,5
2296	>1,0	>1,0	≥1,0	>10,0	≥1,0	0,1—1,0	0,05—0,5	Нет	0,001—0,01	Есть	0,001—0,01	0,001—0,01	0,01—0,1	Нет
2402	≥1,0	>1,0	0,1—1,0	>10,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,001—0,01	»	0,001—0,01	»	0,001—0,01	0,001—0,01	0,001—0,01	»
3167	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,1—1,0	0,05—0,5	≥1,0	»	0,005—0,05	0,01—0,1	0,05—0,5	0,005—0,05	0,005—0,05	»
2253	≥1,0	≥1,0	≥1,0	>10,0	0,05—0,5	0,01—0,1	0,05—0,5	»	0,001—0,01	0,01—0,1	0,005—0,05	0,005—0,05	0,005—0,05	0,005—0,05
2138	>1,0	>1,0	0,1—1,0	>10,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,05—0,5	»	0,005—0,05	Есть	Мало	0,1—1,0	0,01—0,1	0,01—0,1
2036	>1,0	>1,0	0,05—0,5	>10,0	0,1—1,0	0,1—1,0	0,001—0,01	»	Следы	»	»	0,1—1,0	0,01—0,1	0,05—0,5
2025	>1,0	≥1,0	~1,0	>10,0	0,1—1,0	0,05—0,5	0,05—0,5	0,01—0,1	0,001—0,01	0,05—0,5	0,1—1,0	>1,0	0,01—0,1	0,05—0,5
3082	>1,0	>1,0	≥1,0	>10,0	≥1,0	0,1—1,0	0,001—0,01	Нет	Следы	Есть	Есть	0,001—0,01	0,01—0,1	Нет
2120	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,05—0,5	0,01—0,1	0,01—0,1	»	»	0,01—0,1	0,05—0,5	0,005—0,05	0,005—0,05	»
2406	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,05—0,5	0,005—0,05	0,001—0,01	»	»	Есть	0,001—0,01	0,001—0,01	0,005—0,05	»
2408	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,05—0,5	0,01—0,1	0,01—0,1	»	»	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1	Следы	»
2404	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,05—0,5	0,01—0,1	0,001—0,01	»	»	Есть	0,001—0,01	0,001—0,01	0,005—0,05	»
2407	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,05—0,5	0,01—0,1	0,05—0,5	»	»	0,01—0,1	0,01—0,1	0,01—0,1	0,001—0,01	»
2403	>1,0	≥1,0	0,1—1,0	>10,0	0,01—0,1	0,05—0,5	0,001—0,01	»	0,001—0,01	Есть	Нет	0,001—0,01	Следы	»

Примечание. Sn, Mo, W, Au, Te, Sc, Be, Pt, Ta, Nb, Tl, Pb, Cd, Ga, Ge, In, Zr, Ti, Sr, Ba, Cr, V, P не обнаружены. Все анализы выполнены И. В. Розенберг в спектральной лаборатории кафедры минералогии геологического факультета МГУ.

О зависимости параметров решетки минералов группы скуттерудита от хим. состава 61

В связи с изложенным представлялось интересным изучить поведение отдельных компонентов зональных минералов при воздействии на них различных растворителей, с одновременным определением параметра решетки исходных и конечных продуктов.

Для этой цели был использован богатый никелем арсенид, химический анализ которого приведен в табл. 2 под № 2403. Из таблицы видно, что исходный образец имел отношение $\frac{As+S}{Me}$, близкое к трем (2,95). В то же время он содержал очень большое, по сравнению с кобальтом, количество никеля. Количество железа в его составе было в общем невелико. Другие элементы составляли незначительные примеси. Чистота исходного материала подтверждается также и результатами спектрального полуколичественного анализа, приведенными в табл. 2.

По величине $\frac{As+S}{Me}$ исходный образец был близок к формуле $MeAs_3$, т. е., следуя Холмсу (1947), его можно было бы назвать никелевым скуттерудитом. Однако в отличие от скуттерудита он обладал отчетливым зональным строением, легко выявляемым под микроскопом после травления аммиаком концентрированным раствором аммиака.

Учитывая это обстоятельство и считая, что собственно скуттерудит, так же как и никелевый скуттерудит, не должен обладать зональностью, исходный образец приходится пока называть шмальтин-хлорантитом.

Параметр решетки его оказался равным 8,294 кХ (8,311 Å)¹, т. е. значительно выше параметра скуттерудита. Навеску исходного образца, измельченную до размера от —50 до +70 меш, весом около 10 г, помещали в высокий химический стакан, находящийся в термостате при температуре 50°. В стакан предварительно наливался 50 см³ 50%-ной (по весу) азотной кислоты. Смесь перемешивали. Происходила бурная реакция с выделением окислов азота. Через три минуты после начала реакции в стакан приливали большой объем холодной дистиллированной воды, в результате чего реакция практически прекращалась.

Нерастворившийся остаток переносили во взвешенный тигель с пористым дном и многократно промывали горячей водой для удаления выделившейся в результате реакции трехоксида мышьяка. Затем остаток два раза промывали 10%-ным раствором серной кислоты до полного просветления отдельных зернышек, после чего снова многократно промывали дистиллированной водой. Промытый остаток высушивали до постоянного веса в термостате при температуре 50°. Вес остатка составил 43,76% от исходной навески.

Другая навеска того же образца была подвергнута аналогичной обработке, но длившейся 8 мин. Полученный остаток составил 32,05% по весу от исходной навески. Результаты химического анализа обоих остатков приведены в табл. 2 (соответственно образцы 2404 и 2406). Результаты спектрального анализа приведены в табл. 3 (те же образцы).

Из таблицы 2 видно, что по мере растворения в азотной кислоте остаток постепенно обогащался кобальтом и обеднялся никелем. Так, в исходном образце кобальт составлял 26,6% от общей массы катионов, а никель 67,1%. В образце же, обрабатывавшемся азотной кислотой в течение 3 минут (2404), количество кобальта увеличилось до 29,1%, а количество никеля уменьшилось до 62,7%. В образце, обрабатывавшемся азотной кислотой в течение 8 минут (2406), количество кобальта возросло до 32,4%, а коли-

¹ Определения параметров образцов 2403, 2404, 2406, 2407, 2408 выполнены с точностью до $\pm 0,001$ кХ, остальных образцов — с точностью до $\pm 0,002$ кХ.

О зависимости параметра решетки минералов группы скуттерудита от хим. состава 63

чество никеля уменьшилось до 59,1%. Таким образом, устанавливается несомненное обогащение остатка кобальтом.

Количество железа вначале увеличивается с 6,3% в исходном образце до 8,2% в образце, обработывавшемся HNO_3 в течение 3 минут. Затем увеличения почти не наблюдается, и в образце, обработывавшемся в течение 8 минут, содержание железа равно 8,5%.

Особый интерес представляет то обстоятельство, что в обоих случаях в остатке, по существу, не изменилось отношение $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}}$ по сравнению с исходным образцом: после трехминутной обработки это отношение оказалось равным 2,89, т. е. понизилось на ничтожную величину; после обработки в течение восьми минут оно оказалось равным 2,93, т. е. в точности отвечающим отношению $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}}$ в исходном образце.

В результате тщательной промывки водой и серной кислотой остаток был полностью освобожден от примесей промежуточных продуктов. Это подтверждается результатами химического анализа остатков: сумма в обоих случаях близка к 100%, что не могло бы иметь места в случае загрязнения остатков какими-либо промежуточными продуктами окисления шмальтин-хлоантита.

Обогащение остатка кобальтом и частично железом могло происходить только в том случае, если в раствор переходило большее количество никеля. Это предположение подтверждается результатами расчета химического состава растворенной части минерала, обработанного HNO_3 (табл. 4).

Таблица 4

Результаты расчета химического состава растворенной части минерала, обработанного HNO_3

Элементы	Отношение Co : Ni : Fe		
	в исходном образце	в растворе	
		после 3 минут обработки	после 8 минут обработки
Co	26,6	24,3	23,8
Ni	67,1	71,1	70,9
Fe	6,3	4,6	5,3

Из таблицы видно, что в раствор переходила часть образца, содержавшая меньшее количество кобальта и большее количество никеля по сравнению с исходным образцом. Что касается железа, то как в том, так и в другом остатке его сохранялось меньше, чем переходило в раствор, так как в обоих случаях остаток составлял меньше 50% исходного количества.

Параметры решеток остатков после обработки образца шмальтин-хлоантита азотной кислотой в течение 3 и 8 минут соответственно равны: 8,288 и 8,284 кХ, т. е. стоят ближе к параметру скуттерудита (8,19 кХ).

Кроме азотной кислоты, две навески, каждая весом около 10 г, были обработаны: одна — соляной кислотой, другая — раствором аммиака.

Первая из них обрабатывалась в термостате 33,5%-ной соляной кислотой удельного веса 1,17 г/см³ в течение 15 минут при температуре 50°. Для эксперимента брали фракцию — 175 и + 200 меш. Остаток от растворе-

ния промывали и высушивали так же, как и в предыдущем случае. Он составлял 98,52% по весу от исходной навески.

Результаты химического анализа этого остатка приведены в табл. 2 под № 2407. Из данных анализа видно, что остаток несколько обогатился кобальтом, в то время как содержание никеля в нем уменьшилось, а железа осталось почти то же количество. Таким образом, и в этом случае выщелачивание никеля происходило в первую очередь. При расчете состава растворенной части оказалось, что она содержит только никель и мышьяк. Отношение $\frac{As + S}{Me}$ в остатке такое же, как и в исходном материале.

Параметр решетки этого остатка оказался равным 8,291 kX, т. е. несколько приблизился к параметру скуттерудита по сравнению с параметром исходного образца.

Другая навеска шмальтин-хлоантита, измельченная до того же размера, что и предыдущая, была обработана раствором аммиака с удельным весом 0,895 г/см³ при 20°. Обработку в течение первых 5 часов вели в 100 см³ раствора аммиака, затем приливали дополнительно 50 см³ раствора аммиака той же концентрации и образец выдерживали еще 4 часа при температуре 50°. Потом навеску оставляли на 12 часов при температуре 20°.

В результате был получен остаток, составивший после промывки и высушивания 96,72% по весу от исходной навески. Из результата его анализа видно (см. табл. 2, обр. 2408), что этот остаток обогащен кобальтом, количество никеля в нем несколько уменьшилось, а количество железа осталось примерно прежним. Отношение $\frac{As + S}{Me}$ не изменилось.

Расчет состава растворенной части показывает, что в раствор из всех катионов перешел только никель.

Определение параметра решетки дало величину 8,286 kX, т. е. и в этом случае параметр оказался несколько ближе к параметру скуттерудита.

Таким образом, приведенные данные подтверждают избирательную растворимость шмальтин-хлоантита, одинаковую при этом по характеру в различных реагентах. Во всех случаях наименее устойчивым оказывался богатый никелем компонент. В остатке оставался компонент, обогащенный кобальтом, приближающийся по параметру решетки к скуттерудиту. Отношение $\frac{As + S}{Me}$ в остатке практически не изменялось.

Полученные данные, а также результаты работ других исследователей заставляют признать, что одной из составных частей шмальтин-хлоантита является скуттерудит, сохраняющийся при травлении аншлифов в виде блестящих белых зон и отдельных зерен. Другим же компонентом шмальтин-хлоантита является богатый никелем арсенид, отношение $\frac{As + S}{Me}$ в котором, очевидно, может быть различным. Этот компонент легко растворяется различными реактивами и при травлении на поверхности аншлифов выявляется в виде темных зон.

Для уточнения характера зависимости параметра решетки от состава был построен график (рис. 1). Отдельные точки этого графика можно соединить рядом прямых. Одна из них круто наклонена к оси абсцисс и проходит через шесть точек, соответствующих четырем соединениям, полученным искусственно (8, 9, 10, 11) Холмсом, и двум природным арсенидам (точки 1 и 2). Все эти соединения имеют очень низкие параметры решетки, близкие к 8,19 kX, т. е. соответствуют скуттерудиту. Прямая,

соединяющая их, показывает прямо пропорциональную зависимость между параметром решетки и содержанием кобальта в соединении, что вполне естественно для веществ, представляющих изоморфный ряд.

Остальные точки можно соединить рядом параллельных прямых. При этом нижняя прямая пройдет вблизи восьми точек (12, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29), другая также вблизи восьми точек (2, 6, 10, 17, 18, 19, 21, 22), а третья — вблизи шести точек (3, 4, 5, 15, 16, 20). Уровень прямых

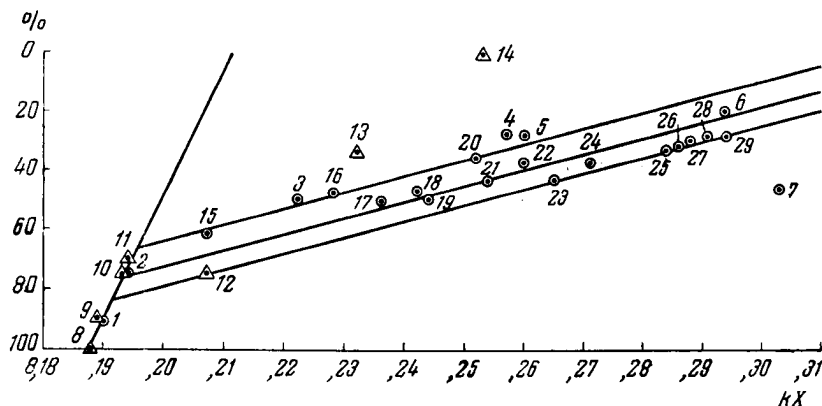


Рис. 1. График зависимости параметра решетки от химического состава. По оси абсцисс отложены величины параметров, по оси ординат — содержание кобальта в образце. В кружках — точки, соответствующие образцам природных арсенидов, рядом указаны порядковые номера образцов по табл. 1 и 2. В треугольниках — точки, соответствующие синтетическим продуктам Холмса

в этом случае тесно связан, как это видно из табл. 1 и 2, с отношением $\frac{As + S}{Me}$ в образце. Нижняя прямая соединяет точки со средним отношением, равным 2,97, а вторая — точки со средним отношением 2,86 и третья — точки с отношением 2,76.

Проведенные прямые выявляют не только прямо пропорциональную зависимость параметра решетки от содержания кобальта, никеля и железа в соединении, отличную от таковой для скуттерудита (крутая прямая), но и зависимость параметра решетки от отношения $\frac{As + S}{Me}$.

Несколько особняком от всех стоит точка 7 для природных образцов и точки 13 и 14 для искусственных. Причиной отклонения точки 7 от найденной закономерности может быть недостаточная надежность данных относительно соответствия химического анализа параметру решетки этого образца, о чем говорилось выше. Причины отклонения точек 13 и 14 недостаточно ясны.

Тем не менее, эти исключения не могут поколебать основных выводов, так как их всего три, а общее количество образцов достигает 29.

Таким образом, намечается следующая последовательность в изменении параметра решетки минералов группы скуттерудита от их состава.

Первоначально при увеличении содержания никеля и железа в кобальтовом арсениде с параметром, близком к 8,19 kX и, следовательно, соответствующем скуттерудиту, резкого изменения параметра в зависимости от состава не происходит. Это имеет место примерно до тех пор, пока суммарное количество примесей никеля и железа не составит 30% от общей

суммы атомов металлов в соединении. При дальнейшем увеличении количества никеля и железа параметр начинает изменяться значительно сильнее.

Перегиб на графике состав — параметр решетки, по-видимому, соответствует переходу от незональных минералов к зональным, от собственно скуттерудита к соединениям, известным под названием шмальтина и хлоантита. Этот перегиб показывает, что максимально допустимое содержание примесей никеля и железа в скуттерудите составляет 30 % от общего количества атомов металлов и зависит от отношения $\frac{As+S}{Me}$ в минерале.

Из того же графика видно, что между крайними кобальтовыми и никелевыми представителями, которым соответствуют точки, укладываемые на пологих прямых, принципиальной разницы нет, и они, по существу, являются соединениями одного типа.

Если к тому же учесть сходство этих образцов, установленное на дебаграммах и при изучении в отраженном свете, то становится очевидным, что противопоставление шмальтина, как существенно кобальтового арсенида, хлоантиту, как существенно никелевому арсениду, лишено оснований.

Согласно Холмсу (1947), максимальная величина параметра решетки минералов группы скуттерудита равна 8,31 кХ.

Из графика видно, что никелево-железистый арсенид с параметром 8,31 кХ может содержать не более 20 % примеси кобальта при отношении в нем $\frac{As+S}{Me}$, близком к 2,9. В то же время из работ Баумхауэра (Baumhauer, 1886) и Фольхардта (Vollhardt, 1888) известно, что богатые никелем арсениды, содержащие около 20 % примеси кобальта от общей суммы атомов металлов, незональны.

Все это позволяет считать, что минерал с параметром решетки 8,31 кХ является крайним никелевым членом группы скуттерудита. По-видимому, он входит в качество одной из составных частей в зонально-изоморфные агрегаты промежуточного между ним и скуттерудитом состава, образуя закономерные сростания с последним.

С наличием двух указанных компонентов в минерале, называвшемся выше шмальтин-хлоантитом, связано своеобразное поведение этих минералов при действии на них различных растворителей и при их окислении, о чем более подробно говорилось выше. В этом случае, как известно, никелевый компонент, являясь менее устойчивым, легче переходит в раствор или разрушается, тогда как кобальтовый компонент (скуттерудит) сохраняется в остатке.

Учитывая сказанное, следует, очевидно, принять иную номенклатуру минералов группы скуттерудита. В ней целесообразно выделять следующие минеральные виды:

а) с к у т т е р у д и т — кобальтовый незональный арсенид, в составе которого может находиться до 30 % примесей никеля и железа от общего количества атомов металлов;

б) х л о а н т и т — никелевый незональный арсенид, который может содержать до 20 % примесей атомов кобальта;

в) ш м а л ь т и н — зонально-изоморфная смесь скуттерудита и хлоантита, содержащая не менее 30 и не более 80 % никеля и железа от суммы атомов металлов в соединении.

Что касается термина «никелевый скуттерудит», защищаемого Холмсом, то его следует, очевидно, отбросить, так как под ним до сих пор в

большинстве работ понимается соединение, близкое к формуле MeAs_3 , с преобладанием никеля над атомами других металлов. Однако, по предложенной номенклатуре, эти минералы будут относиться или к шмальтину, если они будут содержать больше 20% атомов кобальта и будут зональными, или к хлоантиту, если в их составе будет меньше кобальта и зональность будет отсутствовать.

Во многих минералах группы скуттерудита обычно наблюдается нехватка мышьяка до формулы MeAs_3 , хотя в некоторых случаях минералы очень близки к ней. Для выяснения характера дефицита мышьяка интересно установить закономерности изменения удельного веса минералов этой группы от их состава.

С этой целью из обширной сводки химических анализов высших арсенидов кобальта, никеля и железа, приводимой Холмсом (1947), были выбраны все те анализы минералов группы скуттерудита, которые сопровождалось измерением удельного веса исходного материала. В хронологическом порядке они сведены в табл. 5.

Из этой таблицы видно, что всего известно 25 определений удельного веса образцов, для которых приведены данные об их химическом составе. Однако некоторые из этих 25 определений должны быть исключены из дальнейшего рассмотрения как относящиеся к сильно загрязненному материалу. К их числу принадлежат анализы, помещенные в табл. 4 под порядковыми номерами: 5 — вследствие примеси висмута и меди; 7 — из-за примеси меди; 8 и 10 — из-за примеси цинка; 12 и 14 — из-за нерастворимого остатка; 16 — из-за примеси серебра; 17 — из-за примеси висмута, т. е. всего 8 определений.

Ряд определений удельного веса был проведен, как указывалось, на наших образцах. Эти данные приведены в табл. 2. Таким образом, в нашем распоряжении было всего 24 определения удельного веса достаточно чистых образцов арсенидов группы скуттерудита, для которых имелись также соответствующие химические анализы.

Для выяснения причин, вызывающих изменение удельного веса, все имеющиеся данные были объединены в группы с близким отношением $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}}$. В этом виде они представлены в табл. 6, где группы расположены так, что отношение $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}}$ увеличивается сверху вниз, а отдельные образцы в группах приведены в порядке постепенно увеличивающегося удельного веса. В этой таблице приведены также соответствующие отношения $\text{Co} : \text{Ni} : \text{Fe}$ для каждого из образцов и параметры решетки для тех из них, для которых они были измерены.

Из таблицы 6 видно, что у минералов с одним и тем же отношением $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}}$ удельный вес может заметно изменяться. Так, для образцов с $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}} = 2,5$ удельный вес меняется с 5,73 до 6,94, для образцов с $\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Me}} = 2,6$ он меняется с 6,54 до 6,84. Это иллюстрируется и другими примерами.

Вместе с тем из таблицы отчетливо видно, что увеличение удельного веса минералов происходит пропорционально увеличению роли кобальта в образцах. Правда, из этой закономерности есть некоторые исключения, но в целом указанная закономерность выдерживается достаточно хорошо.

Подмеченная закономерность вполне понятна, так как по мере увеличения роли кобальта в составе минералов происходит уменьшение параметра их решетки. В то же время известно, что удельный вес минералов кубической сингонии обратно пропорционален кубу параметра их решетки. Сказанное иллюстрируется также и приводимыми в этой таблице

Изменение удельного веса минералов группы

№ п/п	Содержание в вес. %					Прочие компоненты в вес. %	Сумма	$\frac{As + S}{Me}$	Уд. вес
	Co	Ni	Fe	As	S				
1	20,31	—	3,43	74,22	0,89	Cu — 0,16	99,01	2,50	6,449
2	20,01	—	1,51	77,84	0,69	Cu — следы	100,05	2,89	6,78
3	—	18,71	6,82	71,11	2,29	—	98,93	2,32	6,411
4	3,32	12,04	6,52	75,85	—	Cu — 0,94	98,67	2,58	6,537
5	11,72	1,81	5,26	74,52	1,81	Bi — 3,60; Cu — 1,00	99,72	3,02	6,807
6	10,11	8,52	5,05	69,70	4,71	Sb — следы; Bi — 0,97; Cu — 0,94	100,00	2,55	6,272
7	8,28	8,50	4,45	74,84	1,70	Cu — 3,24	101,01	2,53	7,1
8	8,09	12,25	4,70	72,91	0,14	Zn — 2,42	100,51	2,17	6,765
9	1,60	18,96	2,30	76,38	0,11	Sb — 0,31; Bi — 0,34	100,00	2,53	5,734
10	7,31	4,37	7,84	76,55	0,75	Sb — 0,32; Zn — 4,11; Cu — 0,22	101,47	2,59	6,498
11	12,46	3,01	5,16	75,09	1,30	Bi — 0,78; Cu — 1,58; кварц — 0,42	99,80	2,75	6,30
12	8,42	2,18	3,08	45,30	1,10	Bi — следы; Cu — 0,72; нераств. остаток — 39,00	99,80	2,59	6,35
13	3,42	11,90	7,50	75,40	0,73	Cu — 0,39	99,34	2,57	6,54
14	15,88	0,90	6,42	62,85	1,20	Bi — 1,44; Cu — 0,01; нераств. остаток — 10,62	99,32	2,19	6,11
15	3,69	12,01	5,07	77,94	—	—	98,71	2,95	6,32
16	19,52	—	0,44	74,04	0,13	Pb — 0,03; Ag — 4,78; Cu — 0,04; CaO — 0,09; MgO — 0,05	99,12	2,91	6,644
17	13,70	—	3,71	61,59	0,05	Bi — 20,17; Sb — 0,16; Cu — 0,69	100,07	2,69	6,92
18	20,57	1,31	2,35	74,72	1,25	—	100,20	2,51	6,79
19	16,03	0,89	6,89	74,51	1,38	Sb — 0,40	100,10	2,48	6,94
20	17,60	0,44	5,22	75,02	1,51	Sb — 0,56	100,35	2,64	6,84
21	17,66	0,66	3,56	75,70	0,66	Bi — 0,06; нераств. остаток — 1,64	99,94	2,75	6,58
22	20,50	0,20	0,95	75,15	1,18	Cu — 0,10; CO ₂ — 0,16; нераств. остаток — 1,22	99,46	2,81	6,519
23	7,78	12,94	1,04	76,78	1,67	нераств. остаток — 0,44	100,65	2,90	6,551
24	19,91	0,55	2,80	74,67	0,84	нераств. остаток — 0,40	99,17	2,57	6,639
25	18,59	Следы	2,29	77,64	0,82	—	99,34	2,98	6,696

О зависимости параметра решетки минералов группы скуттерудита от хим. состава 69

Таблица 5

скуттерудита в зависимости от химического состава

Co : Ni : Fe			Аналитик	Месторождение
Co	Ni	Fe		
84,9	0	15,1	Штрмейер	Рихельсдорф, Гессен (Stromeyer, 1817)
92,6	0	7,4	Шерер	Скуттеруд, Норвегия (Scheerer, 1837)
0	78,7	21,3	Раммельсберг	Аллемонт, Франция (Rammelsberg, 1849)
14,9	54,2	30,9	Булл	Шнееберг, Саксония (Rose, 1852)
61,4	9,5	29,1	Мариан	Иоахимсталь, Чехославакия (Vogl, 1868)
42,1	35,7	22,2	Петерсен	Виттихен, Баден (Petersen, 1856) (результаты анализа даны после исправления на содержание 5,75% жильного материала)
38,5	39,7	21,8	Герихтен	Бибер, Гессен (Sandberger, 1873) (результаты анализа даны после исправления на содержание 3% Bi)
32,0	49,0	19,0	Раммельсберг	Аннивайрс Таль, Швейцария (Rammelsberg, 1873)
6,9	82,6	10,5	Раммельсберг	Аннаберг, Саксония (Rammelsberg, 1873)
36,6	22,0	41,4	Раммельсберг	Уссеглио, Италия (Rammelsberg, 1873)
59,6	14,4	26,0	Мак Кей	Шнееберг, Саксония (McCay, 1883) (цифры анализа получены как среднее из двух определений)
60,7	15,9	23,4	Мак Кей	Шнееберг, Саксония (Holmes, 1947)
14,7	51,3	34,0	Мак Кей	Шнееберг, Саксония (McCay, 1883)
67,4	3,8	28,8	Мак Кей	Шнееберг, Саксония (Holmes, 1947)
17,5	57,1	25,4	Фольхардт	Маркирх, Эльзас (Vollhardt, 1888)
Со и Ni не разделены			Гиллебранд	Грант, Нью Мексико (Hillebrand, 1888—1890) (уд. вес исправлен с учетом 4,80% примеси кварца, не указанной в результатах химического анализа)
78,6	0	21,4	Френцель	Шнееберг, Саксония (Frenzel, 1896)
84,4	5,4	10,2	Уокер	Кобальт, Онтарио (Walker, 1921)
66,2	3,8	30,0	Тодд	Кобальт, Онтарио (Walker a. Parsons, 1924)
74,7	1,9	23,4	Тодд	Кобальт, Онтарио (Walker a. Parsons, 1924)
80,0	3,0	17,0	Тодд	Южный Лоррайн, Онтарио (Bell a. Tohmson, 1924)
94,5	0,9	4,6	Рикеби	Южный Лоррайн, Онтарио (Walker, 1925)
35,6	59,4	5,0	Грехем	Оравикца, Венгрия (Holmes, 1947)
85,0	2,4	12,6	Орсель и Журавский	Бу-Аззер, Марокко (Orcel et Jouravsky, 1935)
88,5	0	11,5	Орсель и Журавский	Тот же, что и предыдущий, но после обработки HNO_3 (Orcel et Jouravsky, 1935)

величинами параметров. Однако очень строгой закономерности нет, по-видимому, из-за недостаточной однородности исходного материала.

Большой интерес представляет также сопоставление образцов с одинаковыми удельными весами, приведенное в табл. 7. Отдельные группы расположены в таблице по мере увеличения удельного веса сверху вниз. Образцы в каждой группе расположены по увеличивающемуся отношению $\frac{As + S}{Me}$. В таблице приведены отношения Co : Ni : Fe для каждого из образцов, а также измеренные или вычисленные по графику величины параметров решетки. Вычисленные величины помещены в скобки.

Таблица 6

Зависимость удельного веса от величины отношения $\frac{As + S}{Me}$

№№ п/п	$\frac{As + S}{Me}$	Удель- ный вес	Co : Ni : Fe			Параметр решетки в кХ	Номер анализа по табл. 2 и 5 (№ таб- лицы указан в знаменателе)
			Co	Ni	[Fe]		
1	2,3	6,41	0	78,7	21,3	—	3/5
2	2,5	5,73	6,9	82,6	10,5	—	9/5
3	2,5	6,45	84,9	0	15,1	—	1/5
4	2,5	6,79	84,4	5,4	10,2	—	18/5
5	2,5	6,94	66,2	3,8	30,0	—	19/5
6	2,6	6,54	14,9	54,2	30,9	—	4/5
7	2,6	6,54	14,7	51,3	34,0	—	13/5
8	2,6	6,64	85,0	2,4	12,6	—	24/5
9	2,6	6,84	74,7	1,9	23,4	—	20/5
10	2,75	6,30	59,6	14,4	26,0	—	11/5
11	2,75	6,58	80,0	3,0	17,0	—	21/5
12	2,8	6,52	94,5	0,9	4,6	—	22/5
13	2,8	6,67	47,2	39,4	13,4	8,228	16/2
14	2,8	6,70	60,4	31,6	8,0	8,207	15/2
15	2,9	6,55	35,6	59,4	5,0	—	23/5
16	2,9	6,78	92,6	0	7,4	—	2/5
17	2,95	6,32	17,5	57,1	25,4	—	15/5
18	2,95	6,52	31,4	62,1	6,5	8,286	26/2
19	2,95	6,54	26,6	67,1	6,3	8,294	29/2
20	2,95	6,55	49,6	42,5	7,9	8,244	19/2
21	3,0	6,54	50,2	38,2	11,6	8,236	17/2
22	3,0	6,70	88,5	0	11,5	—	25/5
23	3,1	6,53	42,8	52,1	5,0	8,265	23/2

Из таблицы 7 видно, что образцы с одинаковым удельным весом могут иметь различные величины отношения $\frac{As + S}{Me}$. Это особенно наглядно выявляется на примере наиболее многочисленной группы, объединяющей минералы с удельным весом 6,53—6,55. Отношения $\frac{As + S}{Me}$ изменяются в них с 2,6 до 3,06.

Из этой же таблицы следует, что по мере увеличения отношения $\frac{As + S}{Me}$ увеличивается также и относительная роль кобальта в этих соединениях. Вместе с тем параметр их решетки почти не изменяется.

Удельный вес в минералах с различным отношением $\frac{As+S}{Me}$ и близкими параметрами решетки может оставаться постоянным только в том случае, если будет сохраняться почти постоянным их молекулярный вес.

При недостатке мышьяка до формулы $MeAs_3$ или структурной формулы $Me_4(As_4)_3 = Me_4As_{12}$ можно допустить различные варианты.

Так, недостаток мышьяка может быть связан с его «выщелачиванием». В этом случае формула должна иметь вид Me_4As_{12-x} . Именно такой вид придает формуле минералов группы скуттерудита большинство авторов. Из указанной формулы следует, что по мере увеличения дефицита мышьяка x будет увеличиваться, а молекулярный вес уменьшаться. Это противоречит установленной выше закономерности сохранения постоянного удельного веса, и, таким образом, формула Me_4As_{12-x} для этой группы минералов неверна.

Таблица 7

Изменение величины отношения $\frac{As+S}{Me}$ в образцах с равным удельным весом

Номер анализа по табл. 2 и 5 (номер таблицы указан в знаменателе)	Уд. вес	As+S	Co : Ni : Fe			Параметр решетки, измеренный или рассчитанный (в скобках) в кХ
		Me	Co	Ni	Fe	
4/5	6,54	2,6	14,9	54,2	30,9	(8,26)
23/5	6,55	2,9	35,6	59,4	5,0	(8,27)
19/2	6,55	2,93	49,6	42,5	7,9	8,244
17/2	6,54	3,02	50,2	38,2	11,6	8,236
23/2	6,53	3,06	42,8	52,1	5,0	8,259
15/2	6,70	2,8	60,4	31,6	8,0	8,207
25/5	6,70	2,98	88,5	0	11,5	(8,20)
18/5	6,79	2,5	84,4	5,4	10,2	(8,19)
2/5	6,78	2,89	92,6	0	7,4	(8,19)

Дефицит мышьяка может быть вызван избытком атомов металла по формуле $Me_{4+x}As_{12}$. При увеличении x в этом случае должно происходить увеличение молекулярного и, следовательно, удельного веса образца, что также противоречит действительности. Таким образом, и эта формула оказывается неверной.

Недостаток мышьяка может быть объяснен заменой части атомов мышьяка эквивалентным числом атомов металла по формуле $Me_{4+x}As_{12-x}$. Но и в этом случае с ростом x будет происходить уменьшение удельного веса, так как атом Me в полтора раза легче атома As .

При сохранении постоянным молекулярного веса дефицит мышьяка можно объяснить только заменой атомов As в полтора раза большим числом атомов металла. В этом случае формула должна иметь вид $Me_{4+1,5x}As_{12-x}$. Этот вариант хорошо объясняет найденную выше закономерность и, очевидно, должен быть принят в настоящее время.

Интересно, что если x в формуле $Me_{4+1,5x}As_{12-x}$ равен 0, то получается формула $Me_4As_{12} = 4MeAs_3$, если же $x = 1$, формула будет иметь вид: $Me_{4+1,5}As_{12-1} = Me_{5,5}As_{11} = 5,5MeAs_2$.

В заключение необходимо остановиться на характере величины x . Как уже отмечалось, в минералах одного и того же удельного веса, но

с разным отношением $\frac{As + S}{Me}$, т. е. с разным x , уменьшение x происходит одновременно с увеличением роли кобальта в минерале, при этом роль никеля обычно уменьшается, тогда как количество железа резко не изменяется. Таким образом x , при прочих равных условиях, обратно пропорционален содержанию никеля в минерале. Это, возможно, связано с тем, что в соединении $Me_4(As_4)_3$ формальная валентность Me , согласно Н. В. Белову (1955), равна 3. Именно эта валентность, по-видимому, характерна для кобальта. В то же время для никеля более характерна валентность 2, что ведет при повышении его содержания к увеличению относительной роли металла в соединении, так как $2MeAs_3 + Me \rightarrow 3MeAs_2$.

Таким образом, дефицит мышьяка зависит прежде всего от условий, в которых происходило образование арсенидов, в частности, от количества никеля, содержавшегося в растворе. В некоторых случаях кобальт также может переходить в двухвалентное состояние и приводить к дефициту мышьяка, но при этом должна быть более восстановительная обстановка.

Изложенные выше закономерности установлены на имеющемся в настоящее время фактическом материале. Они позволяют несколько по-новому подойти к освещению минералов сложной группы скуттерудита. Вместе с тем необходимы дополнительные сведения как по природным, так и по искусственным соединениям, для того чтобы окончательно выяснить характер этих минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т. и Прихидько П. Л. Хлоантит из полиметаллического месторождения Кургашинокан (Узбекская ССР).— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 85, вып. 4, 1956.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. V. Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 8, 1955.
- Годовиков А. А., Кудрякова В. А. О некоторых особенностях процесса окисления шмальтин-хлоантита.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1958.
- Яхонтова Л. К., Островская И. В., Букина А. Н. К вопросу о растворимости шмальтина в серной кислоте.— Труды Минер. музея им. А. Е. Ферсмана АН СССР, вып. 8, 1956.
- Baumhaer H. Über die Struktur und die mikroskopische Beschaffenheit von Speiskobalt und Chloanthit.— Zs. Krist., Bd. 12, 1886.
- Bell J. M. a. Thomson E. The effect of deep seated alteration upon the mineralogical and geological features of the Keeley Silver Mine.— Univ. Toronto Studies, Geol. ser., № 17, 1924.
- Beutell A. u. Lorenz F. Zerlegung des Speiskobalts und Löllingits durch Luftoxydation.— Cbl. Miner., № 12, 1915.
- Frenzel A. Vorkommnisse von Zschorlau.— Miner.-petr. Mitt. (Tscherm.), 1896.
- Harcourt C. A. Tables for the identification of ore minerals by X-ray powder patterns.— Amer. Miner., v. 27, 1942.
- Hillebrand W. F. An argentiferous arsenide of nickel and cobalt — Colorado Sci. Soc., v. 3, 1888—1890.
- Holmes R. J. Higher mineral arsenides of cobalt, nickel and iron.— Geol. Soc. Amer., Bull. 58, № 4, 1947.
- Jouravsky G. Sur la composition minéralogique des arsénies cubiques. — Bull. Soc. Miner. France, t. 71, № 7—12, 1948.
- McCay L. W. Beitrag zur Kenntniss der Kobalt-Nickel- und Eisenkiese (Ref.).— Zs. Krist., Bd. 9, 1883.
- Oftedal J. Die Kristallstruktur von Skutterudit und Speiskobalt-Chloanthit.— Zs. Krist., Bd. 66, H. 5/6, 1928.
- Orcel J. et Jouravsky G. Le mineral de cobalt de Bou-Azzer (Maroc), sa composition minéralogique et sa structure.— Congr. Intern. Miner., Mét., Geol. appl., Sect. geol. appl., t. 1, 1935.
- Peacock M. A. a. Berry L. G. Röntgenographic observations on ore minerals.— Univ. Toronto Studies, Geol. ser., № 44, 1940.

О зависимости параметра решетки минералов группы скуттерудита от хим. состава 73

- Petersen Th. Über die Mineralien der barytischen Erzgänge von Wittichen in Baden.— Pogg. Ann., Bd. 134, 1868.
- Ramdohr P. — Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, Akad. Verl., 1955.
- Rammelsberg C. F. Handwörterbuch des chemischen Theils der Mineralogie, Suppl. IV. Berlin., 1849.
- Rammelsberg C. F. Untersuchung einiger natürlichen Arsen- und Schwefelverbindungen.— Zs. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 25, 1873.
- Rose G. Das Kristallo-Chemische Mineralsystem. Leipzig, 1852.
- Sandberger F. Über Speiskobalt und Spatiopyrite von Bieber in Hessen.— Akad. Münch. Sitzber, Math.-Phys. Klasse, Bd. 3, 1873.
- Scheerer Th. Über zwei norwegische Kobalterze von den Skutteruder Gruben.— Pogg. Ann., Bd. 42, 1837.
- Short M. N. A qualitative and quantitative determination of the ores of Cobalt, Ontario.— Econ. Geol., v. 25, 1930.
- Spence H. S. The pitchblende and silver discoveries at Great Bear Lake, Northwest territories. Canada Dept. Mines, Invest. Miner. Res. Min. Ind., 1931. Ottawa, 1932.
- Stromeyer F. Eine chemische Untersuchung des Kobaltglanzes von Skutterud in Modum-Kirchspiel in Norwegen und eine Analyse des krystallisierten Speiskobalts von Rigersdorf in Hessen.— Gött. Geol. Anz., Bd. 2, 1817.
- Thomson E. A qualitative and quantitative determination of the ores of Cobalt, Ontario.— Econ. Geol., v. 25, 1930.
- Vogl J. F. Gängverhältnisse und Mineralreichtum Joachimsthal, Teplitz, Bohemia. 1856 (по R. J. Holmes).
- Vollhardt G. Versuche über Speiskobalt (Ref.).— Zs. Krist., Bd. 14, 1888.
- Walker T. L. Skutterudite from Cobalt, Ontario.— Amer. Miner., v. 6, 1921.
- Walker T. L. Arsenides from the silver veins of South Lorrain, Ontario.— Univ. Toronto Studies, Geol. ser., № 20, 1925.
- Walker T. L. Oxydation of arsenides of cobalt, nickel and iron.— Amer. Miner., v. 11, 1926.
- Walker T. L. a. Parsons A. L. Skutterudite and loellingite from the La Rose Mine, Cobalt, Ontario.— Univ. Toronto Studies, Geol. ser., № 17, 1924.
- Waller E. a. Moses A. J. A probably new nickel arsenide.— Columbia Univ. School Mines, Quart. 14, 1892 (по R. J. Holmes).

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

А. А. ГОДОВИКОВ

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ИЗОМОРФИЗМА
ДИАРСЕНИДОВ КОБАЛЬТА, НИКЕЛЯ И ЖЕЛЕЗА

Среди диарсенидов кобальта, никеля и железа в настоящее время различают четыре минерала: саффорит, лёллингит, раммельсбергит и парараммельсбергит. Первоначально предполагали, что между крайними членами этой группы имеется полная изоморфная смесимость, однако позднее, при изучении большого количества анализов диарсенидов, было установлено, что изоморфная смесимость между ними крайне ограничена и даже носит прерывистый характер. Наиболее полно этот вопрос был рассмотрен Холмсом (Holmes, 1947), а затем В. И. Михеевым (1952).

Холмс проводил исследование результатов преимущественно уже опубликованных химических анализов и не мог объяснить наблюдающихся случаев разрыва в изоморфных рядах. Так, и из его работы следует, что Fe и Co могут довольно широко замещать друг друга в ряду лёллингит — саффорит. В то же время их количество в никелевых диарсенидах — раммельсбергите и парараммельсбергите — крайне ограничено, примесь же никеля в минералах ряда лёллингит — саффорит обычно очень низка. Причины этого явления им не рассматриваются.

В. И. Михеев, располагая рядом химических анализов лёллингита и саффорита, в которых присутствовали в переменных количествах кобальт, никель и железо, и соответствующими этим образцам величинами параметров решетки, установил, что параметр c_0 закономерно увеличивается по мере повышения отношения $\frac{Co + Ni}{Fe}$ в минерале. Кроме того, он показал, что по мере увеличения параметра c_0 решетка минералов этой группы приближается к решетке раммельсбергита и к тетрагонализированной решетке парараммельсбергита.

Однако в распоряжении В. И. Михеева имелись преимущественно железистые члены ряда лёллингит — саффорит. Поэтому особый интерес представляло изучение богатых кобальтом минералов этой группы.

Для указанной цели были взяты два образца саффорита, химические анализы¹ которых помещены в табл. 1.

Этот же материал был подвергнут полуквантитативному спектральному анализу (спектральная лаборатория кафедры минералогии геологического факультета МГУ, аналитик И. В. Розенберг), результаты которого приведены в табл. 2.

¹ Методика химического анализа описана ранее (Годовиков, Кудрякова, 1958).

Таблица 1

Химический состав сафлорита

Элементы	Обр. 3095		Обр. 3119	
	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество
Co	18,41	312	20,22	343
Ni	1,18	20	1,01	17
Fe	9,80	176	6,25	112
As	66,86	892	68,19	910
S	1,33	42	2,10	66
Sb	0,48	—	1,01	—
Bi	0,13	—	0,15	—
Cu	—	—	0,80	—
Нераствори- мый остаток	—	—	0,20	—
Сумма . . .	98,19	—	99,07	—
Уд. вес . . .	7,14		7,01	
As+S	1,84		2,07	
Co+Ni+Fe				
Аналитик	А. А. Годовиков, А. Н. Букина		В. А. Кудрякова	

Таблица 2

Результаты спектрального анализа сафлорита

Элементы	Обр. 3095	Обр. 3119
Co	≥1,0	≥1,0
Ni	≥1,0	>1,0
Fe	>1,0	>1,0
As	>10,0	>10,0
Sb	~1,0	>1,0
Bi	0,1—1,0	0,1—1,0
Cu	0,1—1,0	0,1—1,0
Pb	Нет	0,1—1,0
Zn	»	≥1,0
Ag	0,01—0,1	0,01—0,1
Si	0,01—0,1	0,01—0,1
Al	0,05—0,5	Есть
Ca	0,005—0,05	0,005—0,05
Mg	0,01—0,1	0,01—0,1
Mn	0,01—0,1	0,01—0,1

Примечание. Sn, W, Mo, Au, Te, Nb, Ta, Tl, Ga, Ge, Cd, In, Sc, Be, Zr, Ti, Pt, Cr, V, Sr, Ba, P в обоих образцах не обнаружены.

Из приведенных данных видно, что по своему составу оба образца являются типичным саффоритом с очень высоким содержанием кобальта. Значительных количеств иных примесей, кроме определенных химическим анализом, в них не установлено.

Оба образца были тщательно изучены минераграфически и методом контактных отпечатков. В обоих случаях подтверждена их однородность.

Для обоих образцов были получены дебаграммы, отдельные линии которых проиндцированы по тому же методу, который использовал в своей работе В. И. Михеев. После второго индцирования было произведено окончательное определение параметров. Каждый параметр определялся как среднее арифметическое не менее чем из шести независимых результатов, полученных при решении соответствующих уравнений. Для определения параметров использовалась квадратичная формула, применяемая для вычисления параметров решетки ромбических кристаллов, так как согласно Пикоку (Peacock, 1944), саффорит является моноклинным минералом с прямоугольными осями.

Дебаграммы обоих образцов помещены, вместе с дебаграммами лёллингита и типичного саффорита В. И. Михеева, в табл. 3.

Сравнение показывает, что все четыре дебаграммы имеют много общего и, несомненно, характеризуют близость структур всех четырех образцов. На каждой из них имеется ряд интенсивных линий с близкими межплоскостными расстояниями, а иногда и с одинаковыми индексами. Это прежде всего относится к линиям, отраженным от плоской сетки с индексами (211) или (130). Во всех четырех образцах для этих линий характерно почти одинаковое значение d , изменяющееся от 1,85 до 1,86, и интенсивность в 10 баллов.

То же относится к интенсивным линиям (341), d которых изменяется от 1,056 до 1,047, а интенсивность достигает 8—10 баллов.

На всех дебаграммах имеются линии, соответствующие плоским сеткам (211) и (130), возникшие при отражении бета-лучей. Характерно, что эти линии также являются довольно интенсивными. Их интенсивность в одном образце — 2 балла, в двух — 3 балла, а в одном образце даже 4 балла.

Кроме указанных, имеется целый ряд других линий, совпадающих по интенсивностям и межплоскостным расстояниям, но отличающихся символами отражающих плоскостей. Характерно, что некоторые из них очень интенсивны. В качестве примера можно привести следующие линии, перечисление которых дается в порядке от лёллингита к наиболее богатому кобальтом саффориту: (421) — $d = 1,109$, интенсивность 9; (312) — $d = 1,1094$, интенсивность 10; (302) — $d = 1,115$, интенсивность 9; (340) — $d = 1,123$, интенсивность 7; (151) — $d = 1,077$, интенсивность 6; (151) — $d/\alpha = 1,0816$, интенсивность — 8; (151) — $d = 1,076$, интенсивность 8; (312) — $d = 1,072$, интенсивность 4.

Большое сходство между четырьмя дебаграммами видно также и на целом ряде других линий.

Однако наряду с большим сходством намечается и ряд различий. Так, в некоторых случаях по мере увеличения содержания кобальта, т. е. при переходе от лёллингита к богатому кобальтом саффориту, отдельные пары линий сливаются в одну, которая прослеживается до самого конца, или снова расщепляются, но уже с изменением индексов.

Примером линий первого типа могут служить линии (240) и (122) образца лёллингита и (240), (400) саффорита (обр. 50), которые затем сливаются в одну линию, имеющую индекс (202) в обр. 3095 и (141) в обр. 3119.

Таблица 3

Дебаграмма минералов группы лёллингита — сафлорита

Лёллингит, по В. И. Михееву (обр. 143)				Сафлорит, по В. И. Михееву (обр. 50)				Сафлорит (обр. 3095)				Сафлорит (обр. 3119)			
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>d</i>
020	1	2,975	2,697	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
120 β	3	(2,859)	2,592	120 β	—	—	—	120 β	2	(2,864)	2,596	101 β	2	(2,917)	2,646
101 β	2	(2,803)	2,540	101 β	—	(2,843)	2,577	101 β	4	(2,803)	2,541	120 β	1	(2,805)	2,541
120	10	2,589	(2,347)	120	40	2,578	2,337	120	40	1,615	2,368	101	10	2,655	2,405
101	9	2,535	2,299	101	—	—	—	101	8	2,558	2,318	120	9	2,596	2,351
110	6	2,398	2,173	110	9	2,373	2,151	—	—	—	—	200	6	2,551	2,311
111	4/2	2,332	2,114	111	—	—	—	210	10	2,385	2,159	210	8	2,407	2,181
—	1/2	2,218	2,010	—	—	—	—	—	—	—	—	220 β	1	(2,352)	2,131
021	1/2	2,083	1,888	—	—	—	—	—	—	—	—	?	1	2,191	1,985
211 β	3	(2,035)	1,845	211 β	4	(2,049)	1,857	211 β	2	(2,046)	1,855	211 β	3	(1,999)	1,811
130 β	4	1,962	1,778	130 β	—	—	—	130 β	—	—	—	130 β	4	1,956	1,772
220	3	1,924	1,744	220	5	1,952	1,769	220	1	1,963	1,779	030	3	1,927	1,746
121	10	1,846	1,673	121	10	1,859	1,685	211	40	1,860	1,687	211	10	1,860	1,685
130	3	(1,797)	1,619	130	3	(1,811)	1,641	130	1	1,823	1,653	130	—	—	—
221 β	1	1,738	1,569	221 β	4	1,732	1,569	310 β	—	—	—	131 β	1	1,674	1,517
300	5	1,673	1,516	300	6	1,667	1,512	—	—	—	—	031	10	1,650	1,485
310	10	1,628	1,476	310	10	1,639	1,486	310	8	1,629	1,477	310	7	1,635	1,481
230	4	1,587	1,439	221	—	—	—	221	—	—	—	221	1	1,608	1,457
131	4	1,559	1,413	—	6	1,572	1,425	—	—	—	—	—	—	—	—
301	4	1,494	1,354	131	5	1,499	1,358	230	4	1,573	1,426	131	3	1,564	1,417
				301				131							

Таблица 3 (продолжение)

Лёллинит, по В. И. Михееву (обр. 143)				Саффорит, по В. И. Михееву (обр. 50)				Саффорит (обр. 3095)				Саффорит (обр. 3119)			
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>dβ</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>dβ</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>nβ</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>dα</i>	<i>dβ</i>
002 } 311 } 122 } 321 } 330 } 240 } — } 122 } 212 } — } 222 } 150 } 341 β } 132 } 421 } 430 } 312 } 151 } 341 } 042 } 142 }	4 3 4 3 5 — 7 5 — 3 3 4 9 10 6 10 3 2	1,448 (1,393) 1,334 1,310 1,290 — 1,263 1,242 — 1,169 (1,163) 1,142 1,109 1,097 1,077 1,056 1,0397 1,0195	1,313 1,263 1,209 1,187 1,169 — 1,145 1,126 — 1,059 1,054 1,035 1,005 0,994 0,977 0,957 0,9423 0,9241	002 102 — 321 330 240 400 122 212 312 β — 341 β 132 — 312 151 341 — — —	5 3 — 3 1 — 9 3 3 — 4 4 — 10 8 10 — — —	1,484 1,431 — 1,338 1,305 1,291 1,273 1,268 1,223 — (1,1652) 1,1617 — 1,1094 1,0816 1,0564 — — —	1,364 1,297 — 1,213 1,183 1,171 1,154 1,150 1,109 — 1,0562 1,0529 — 1,0056 0,9804 0,9576 — — —	— — — 321 022 202 — — — 302 β — — 302 421 151 341 — — —	— — — 1 2 2 — — 1 — — 9 8 8 — — — — — —	— — — 1,331 1,313 1,277 — — (1,231) — — 1,115 1,010 1,099 1,076 1,050 — — — — —	— — — 1,207 1,191 1,158 — — 1,116 — — — — 0,9964 0,9755 0,9523 — — — — —	231 041 022 141 — 410 431 β 241 222 — 340 302 312 341 — — — — —	2 3 2 4 — 4 2 2 4 — 7 8 4 8 — — — — —	1,372 1,329 1,304 1,275 — 1,238 1,214 1,186 1,153 — 1,123 1,098 1,072 1,047 — — — — —	1,253 1,204 1,181 1,155 — 1,121 1,100 1,074 1,045 — 1,017 0,995 0,971 0,918 — — — — —

Необходимо также отметить, что интенсивность линий в этом случае значительно уменьшается.

Ко второму типу относятся линии (120), (101) с интенсивностями, соответственно, 10 и 9 дебаеграммы лёллингита. В следующей дебаеграмме они сливаются в одну линию с интенсивностью 10, а затем вновь разделяются, причем первой идет уже линия (101) с интенсивностью 10, а затем линия (120) с интенсивностями 8 и 9. Подобная картина наблюдается на примере линий (210) и (111) (интенсивности, соответственно, 6 и 9) дебаеграммы лёллингита, которые в следующей дебаеграмме сливаются в одну линию (210), (111) с интенсивностью 9. В дебаеграмме обр. 3095 они также представлены одной линией (210) с интенсивностью 10, а в дебаеграмме обр. 3119 — уже двумя линиями (200) и (210) с интенсивностями 6 и 8.

То же отмечается и для линий лёллингита (421) с интенсивностью 9 и (430), (312) с интенсивностью 10, которые затем сливаются в одну линию (312) с интенсивностью 10. Однако далее эта линия вновь разделяется на линии (302) и (421) с интенсивностями 9 и 8 для обр. 3095 и на линии (340) и (302) с интенсивностями 7 и 8 для обр. 3119.

Необходимо отметить, что именно слияние пар линий (120), (101); (210), (111); (421), (430), (312) в одну В. И. Михеев рассматривал как характерную особенность дебаеграмм саффоритового типа. Однако приведенные данные показывают, что подобный вывод неверен, так как подмеченное В. И. Михеевым слияние линий характерно только для богатого железом саффорита и кобальтового лёллингита, у богатого же кобальтом саффорита (обр. 3119) перечисленные линии после совпадения вновь расщепляются.

Таким образом, отсутствие названных выше дуплетов характеризует только богатый кобальтом лёллингит и железистый саффорит и не может рассматриваться как характерная особенность дебаеграмм саффоритового типа.

Для обоих исследованных образцов, как уже было сказано, удалось вычислить параметры элементарной ячейки. Они оказались отличными от тех параметров, которые были вычислены В. И. Михеевым для железистых членов этого ряда. При этом, как и следовало ожидать, наибольшие различия характерны для величины c_0 , которая в обр. 3095 достигает 2,93, кХ, а в образце 3119—2,86, кХ. Величины параметров решетки исследованных образцов вместе с характеристиками образцов В. И. Михеева приведены в табл. 4. В этой же таблице помещены основные данные, определяющие особенности химического состава каждого из образцов, а также измеренные удельные веса.

Из сопоставления величин параметров решетки видно, что параметр b_0 , как это в свою пору отметил В. И. Михеев, почти не меняется; параметр a_0 изменяется незакономерно, параметр же c_0 вначале увеличивается по мере повышения содержания кобальта в минерале, а затем уменьшается.

В. И. Михееву удалось установить, что величина c_0 прямо пропорциональна отношению $\frac{\text{Co} + \text{Ni}}{\text{Fe}}$ в данном образце. Сказанное им наглядно было иллюстрировано графиком. Однако вычисленные по этому графику отношения $\frac{\text{Co} + \text{Ni}}{\text{Fe}}$ из определенных величин c_0 наших образцов дали большие отклонения от тех величин, которые были вычислены на основании химических анализов. Так, из графика указанное отношение для обр. 3095 должно равняться 0,24, а для обр. 3119—0,00, тогда как в действительности оно равно, соответственно, 1,89 и 3,22. В то же время определение из графика параметров c_0 по известным отношениям $\frac{\text{Co} + \text{Ni}}{\text{Fe}}$ дало для

Таблица 4

Зависимость параметров решетки диарсенидов от химического состава

Показатели	Обр. 143	Обр. 486	Обр. 49	Обр. 520	Обр. 519	Обр. 50	Обр. 3095	Обр. 3119
$\frac{\text{Co} + \text{Ni}}{\text{Fe}}$	0,029	0,047	0,139	0,306	0,296	0,506	1,894	3,219
$\frac{\text{As} + \text{S}}{\text{Co} + \text{Ni} + \text{Fe}}$	1,82	1,85	2,01	2,08	1,78	1,88	1,84	2,07
$\frac{\text{S}}{\text{As}}$	0,097	0,032	0,070	0,084	0,031	0,020	0,046	0,072
Размеры элементар- ной ячейки	$a_0 \text{ kX}$	5,22 ₇₊₄	5,27 ₄₊₄	5,26 ₀₊₇	5,20 ₃₊₁₃	5,23 ₀₊₈	5,17 ₂₊₇	5,13 ₀
	$b_0 \text{ kX}$	5,95 ₉₊₈	5,95 ₅₊₅	5,95 ₂₊₈	5,92 ₆₊₉	5,94 ₈₊₈	5,96 ₀₊₈	5,98 ₃
	$c_0 \text{ kX}$	2,89 ₄₊₄	2,90 ₃₊₂	2,91 ₀₊₄	2,94 ₃₊₃	2,95 ₀₊₈	2,98 ₀₊₈	2,93 ₇
Удельный вес (измер.)	—	—	6,94	7,00	7,03	7,0	7,14	7,01

Примечание. Образцы 143, 486, 49, 520, 519, 50 взяты из работы В. И. Михеева (1952).

обр. 3095 величину 3,25, а для обр. 3119—3,49 kX против определенных опытным путем 2,93₇ и 2,86₀ kX. Таким образом, в обоих случаях получаются очень большие расхождения. Следовательно, зависимость, найденная В. И. Михеевым, носит не общий, а частный характер и выдерживается только для некоторых видов лёллингита, в том числе и для лёллингита, обогащенного кобальтом.

Сказанное наглядно иллюстрируется графически (рис. 1). На рисунке показана зависимость, найденная В. И. Михеевым, и нанесены точки, соответствующие обр. 3095 и 3119.

Для установления границ распространения указанной закономерности была произведена попытка выяснить закономерность изменения содержания отдельных элементов в исследуемом ряду минералов. При этом основное внимание было обращено на изменение содержания никеля по мере увеличения в минерале количества кобальта.

С этой целью были использованы сводки химических анализов высших арсенидов кобальта, никеля и железа, опубликованные Холмсом (1947) и В. И. Михеевым (1952), а также результаты химических анализов, приведенные в работе В. И. Михеева для исследованных им образцов, и химические анализы обр. 3095 и 3119.

Использованные материалы показывают, что 45 химических анализов лёллингита не обнаружили в нем ни кобальта, ни никеля, в восьми анализах установлен кобальт (от 0,5 до 22% от суммы атомов кобальта и железа), но нет никеля, в десяти анализах саффорита содержание кобальта изменяется от 33 до 82% от суммы атомов железа и кобальта, тогда как никель в них отсутствует.

Таким образом, большое число исследованных образцов лёллингита совершенно не содержит ни кобальта, ни никеля. Для саффорита с наиболее высоким содержанием кобальта также характерно отсутствие никеля.

Известны также шесть анализов так называемого никелевого лёллингита. Это название Холмс (1947) предложил для минерала, именовавшегося ранее чатамитом. В их составе одновременно обнаружены кобальт, никель и железо. Однако принадлежность их к лёллингиту недостаточно твердо установлена, тем более, что отношение $\frac{As + S}{Co + Ni + Fe}$ в некоторых из них довольно высокое. Скорее всего, эти анализы соответствуют образцам

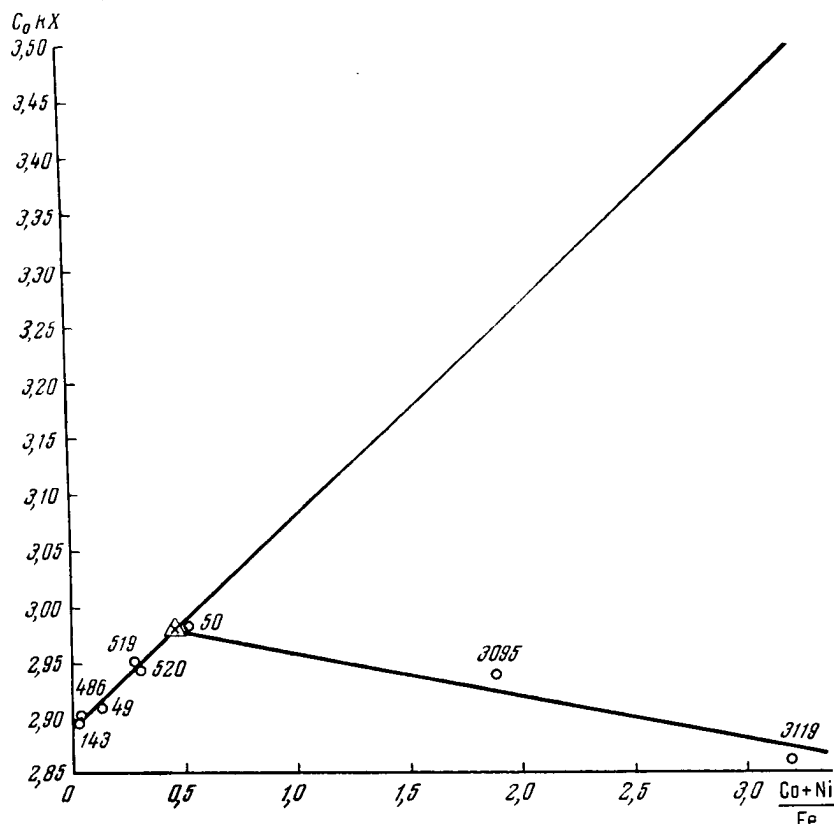


Рис. 1. График зависимости параметра решетки C_0 от величины отношения $\frac{Co+Ni}{Fe}$

не однородным, а состоящим из смеси нескольких минералов. Ввиду недостаточной надежности эти анализы из дальнейшего рассмотрения исключаются.

Кроме перечисленных, имеются 16 анализов лёллингита и сафлорита, в которых одновременно обнаружены, помимо железа, кобальт и никель. Эти анализы сведены в табл. 5. Для каждого из образцов в таблице даны также величины $\frac{As + S}{Me}$, где $Me = Fe + Co + Ni$, и отношения $Co : Ni : Fe$.

Закономерность распределения кобальта и никеля в отдельных образцах легко выявляется на графике, в котором по оси абсцисс отложено содержание кобальта, а по оси ординат — содержание никеля в % от суммы железа, кобальта и никеля (рис. 2) Из графика видно, что основная

Результаты анализа лёллингита и сафлорита

Таблица 5

№ п/п	Содержание в вес. %					Прочие компоненты	Сумма	$\frac{As + S}{Me}$	Co : Ni : Fe		
	Co	Ni	Fe	As	S				Co	Ni	Fe
1	1,22	0,29	28,95	63,08	3,42	SiO ₂ — 0,45	100,00	1,74	3,8	0,9	95,3
2	1,32	0,02	27,50	69,60	0,97	Au — 0,072; Bi — 0,005; Fe — 0,03; нераств. остаток — 0,20	99,64	1,85	4,6	0,1	95,3
3	0,93	0,75	17,78	47,99	1,89	Bi — следы; Sb — 0,47; Pb — 0,05; Zn — 0,12; Cu — 0,01; SiO ₂ — 30,15	100,14	2,02	4,6	3,7	91,7
4	2,88	0,79	24,67	70,85	0,81	Bi — следы; Sb — 0,29	100,00	1,93	9,7	2,7	87,6
5	4,13	0,20	23,75	70,16	1,20	Bi — 0,08; Cu — 0,39	99,73	1,96	14,0	0,7	85,3
6	4,37	0,21	22,96	71,18	0,56	Au — 0,221; Bi — 0,70; Fe — 0,13;	99,75	1,96	15,1	0,8	84,1
7	5,97	0,67	20,77	67,56	2,43	нераств. остаток — 0,91	99,35	2,08	20,9	2,5	76,6
8	6,50	0,59	22,68	68,47	0,89	Au — 0,09; Bi — 0,37; Fe — 0,08;	100,03	1,78	21,0	1,9	77,9
9	6,70	3,10	18,40	68,50	0,60	нераств. остаток — 0,38	99,20	1,88	22,9	10,7	66,4
10	13,29	1,90	14,56	69,12	1,32	Bi — 0,80; Fe — 0,20; нераств. ос- таток — 0,90	99,20	1,88	22,9	10,7	66,4
11	12,99	0,20	15,28	71,13	0,68	Cu — 0,26	100,45	1,84	43,5	6,2	50,3
12	13,95	1,79	11,71	70,37	0,66	Cu и Pb — 0,33	100,61	1,94	44,3	0,7	55,0
13	14,88	1,12	11,14	64,06	0,57	Bi — 0,01; Cu — 1,39	99,68	1,93	49,6	6,4	44,0
14	18,41	1,18	9,80	66,86	1,33	CaCO ₃ — 6,34; нераств. остаток — 2,22	100,33	1,85	53,6	4,0	42,4
15	20,22	1,01	6,25	68,19	2,10	Bi — 0,13; Sb — 0,48	98,19	1,84	61,5	4,0	34,5
16	22,11	1,58	4,63	69,53	0,32	Bi — 0,15; Sb — 1,01; Cu — 0,80; нераств. остаток — 0,20	99,33	2,07	72,7	3,6	23,7
						Bi — 0,33; Cu — 1,78	100,28	1,81	77,4	5,5	17,1

Примечания 1. Образцы с порядковыми номерами 2, 7, 8, 9 соответствуют образцам 486, 520, 519, 50 В. И. Михеева (1952); с номерами 14 и 15 — образцам 3095 и 3119; № 1 — лёллингит, Парайнен, Паргас, Финляндия (Laitakari, 1921); № 3 — лёллингит, Иоахимсталль (Zuchert, 1926); № 4 — лёллингит, Гальвей, Онтарио (Hoffmann, 1895); № 5 — лёллингит, Радауталь в Гарце (Scheibe, 1900); № 6 — лёллингит, Теокалли, Гуннисон (Hillebrand, 1884); № 10 — сафлорит, Бибер, Гессен (McSav, 1883); № 11 — сафлорит, Нордмаркен, Швеция (Sjögren, 1894 — 1895); № 12 — сафлорит, Шнесберг, Саксония (Hoffmann, 1832); № 13 — сафлорит, жила Стандарт, Орегон (Miller, 1905); № 16 — сафлорит, Рейнерцау, Вюртемберг (Sandberger, 1868). 2. Помещены анализы только тех минералов, в которых установлены Co и Ni.

масса точек группируется около двух взаимно пересекающихся прямых. Левая из них, соответствующая образцам лёллингита, наиболее богатым никелем, объединяет точки 1, 3, 4 и 9. Правая, соответствующая богатым никелем образцам сафлорита, объединяет точки 9, 10, 12, 13, 14 и 15. Таким образом, девять из шестнадцати анализов показывают, что точки находятся вблизи указанных прямых. Точки 2, 5, 6, 7, 8 и 11, очевидно, соответствуют минералам, недосыщенным никелем, т. е. таким, в которых количество никеля не достигает предельно допустимой величины, зависящей от содержания кобальта. Точка 16 расположена выше прямой, соединяющей точки анализов сафлорита; причина этого отклонения неясна.

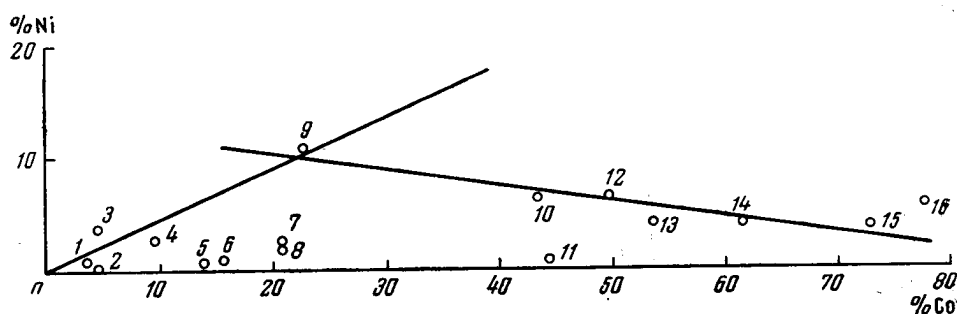


Рис. 2. Распределение Co и Ni в диарсенидах Co, Ni и Fe (табл. 5)

Точки 1, 3, 4, 9, 10, 12, 13, 14 и 15, по-видимому, соответствуют образцам с предельным содержанием никеля. Из графика видно, что это содержание в богатых железом минералах увеличивается по мере повышения содержания кобальта. Однако это увеличение происходит только до определенных пределов, а затем имеет место уменьшение предельного содержания никеля по мере увеличения содержания кобальта, что очевидно, связано с какими-то структурными изменениями, возникающими при определенном соотношении атомов железа, кобальта и никеля, и, скорее всего, — с переходом структуры лёллингита в структуру сафлорита. Таким образом, все минералы, лежащие влево от точки пересечения прямых, следует относить к лёллингиту, а лежащие вправо — к сафлориту.

С этим же, очевидно, связано изменение зависимости параметра s_0 от состава, о чем говорилось выше. Для установления характера этой зависимости необходимо, помимо двух точек, имевшихся в нашем распоряжении для обр. 3095 и 3119, найти на графике третью точку. Ею, по-видимому, может быть точка перегиба зависимости содержания никеля от содержания кобальта, определенная из графика рис. 2. Она соответствует минералу с содержанием кобальта около 22%, никеля около 10%, железа — 68%. Отношение $\frac{Co + Ni}{Fe}$ для нее равно 0,47. По этому отношению можно найти третью точку на графике зависимости s_0 от состава, показанном на рис. 1 (эта точка обведена треугольником). Проведя прямую, соединяющую ее с обр. 3095 и 3119, мы обнаруживаем, что на нее попадает также обр. 50. Таким образом, найденная прямая должна соответствовать новой зависимости s_0 от состава для собственно сафлорита.

С переходом структуры лёллингита в структуру сафлорита происходит уменьшение симметричности постройки, с чем, по-видимому, и связано дальнейшее уменьшение роли никеля, так как диарсениды

никеля — ромбические раммельсбергит и парараммельсбергит — более близки к лёллингиту. В то же время, по мере увеличения c_0 в лёллин-гитах, минералы, как это показал В. И. Михеев, становятся более близкими к раммельсбергиту и парараммельсбергиту, с чем и связано одновременное увеличение содержания никеля в образцах. Однако в саффорите по мере увеличения содержания кобальта параметр c_0 уменьшается, вследствие чего структура его все больше отклоняется от структур раммельсбергита и парараммельсбергита и одновременно уменьшается содержание никеля в богатых кобальтом образцах саффорита.

Таблица 6

Сопоставление параметров и объемов элементарных ячеек диарсенидов Co, Ni и Fe

Показатели	Лёллингит (обр. 143)	Желези- стый саф- форит (обр. 50)	Саффорит (обр. 3119)	Раммель- сбергит	Парарам- мельсбер- гит
Параметры ромбической ячейки					
a_0 кХ	5,22 ₇₊₄	5,17 ₂₊₇	5,06 ₄	4,78	—
b_0 кХ	5,95 ₉₊₈	5,96 ₀₊₆	6,04 ₄	5,78	—
c_0 кХ	2,89 ₄₊₄	2,98 ₀₊₃	2,86 ₀	3,53	—
$a_0 \times c_0$ (кХ) ²	15,1	15,4	14,5	16,9	—
$V = a_0 \times b_0 \times c_0$ (кХ) ³	91,7	91,9	87,5	97,5	—
Параметры тетрагонализированной ячейки (для парараммельсбергита приведены параметры ромбической ячейки)					
a_0' кХ	5,96	5,96	6,04	—	5,74
b_0' кХ	5,96	5,96	6,04	—	5,81
c_0' кХ	10,10	10,32	9,96	—	21,405
V'	358,8	366,6	364,4	—	380,3

Примечание. Образцы 143, 50 взяты из работы В. Д. Михеева (1952); образец раммельсбергита — из работы Пиккока и Дедсона (1940), причем произведено изменение установки по Бюргеру (1937); образец параммельсбергита — из работы Пиккока и Михенера (1939).

Для иллюстрации в табл. 6 сопоставлены параметры и объемы элементарных ячеек лёллингита (обр. 143), богатого никелем и железом саффорита (обр. 50), богатого кобальтом саффорита (обр. 3119) и раммельсбергита, а также параметры и объемы ячейки парараммельсбергита.

Таким образом, особенности изоморфного замещения никелем кобальта и железа в минералах ряда лёллингит — саффорит связаны с особенностями структуры веществ, образующих изоморфную смесь.

Описанные закономерности изменения химического состава и параметра c_0 минералов ряда лёллингит — саффорит позволяют наметить границу между лёллингитом и саффоритом по химическому составу. В качестве крайнего железистого представителя саффорита можно считать саффорит В. И. Михеева (обр. 50). При незначительном увеличении в его составе количества железа получался бы уже не саффорит, а лёллингит.

ЛИТЕРАТУРА

- Годовиков А. А., Кудрякова В. А. О некоторых особенностях процесса окисления шмальтин-хлоантита. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1958.
Михеев В. И. Рентгенометрическое исследование естественных три- и диарсенидов. В сб.: «Кристаллография». М.—Л., Углетехиздат, 1952.

- B u e r g e r M. J. A common orientation and a classification for crystals based upon a marcasite-like packing.— Amer. Miner., v. 22, № 1, 1937.
- H i l l e b r a n d W. F. On an interesting variety of löllingite and other minerals.— Amer. J. Sci., 3d ser., v. 27, 1884.
- H o f f m a n n E. Über die in der Natur vorkommenden Verbindungen des Arsens mit Metallen.— Pogg. Ann., Bd. 25, 1832.
- H o f f m a n n G. C. Cobaltiferous löllingite.— Canad. Geol. Survey, Ann. Rept., v. 6, 1895 (no R. J. Holmes).
- H o l m e s R. J. Higher mineral arsenides of cobalt, nickel and iron.— Geol. Soc. Amer., Bull. 58, № 4, 1947.
- L a i t a k a r i A. Petrographie und Mineralogie des Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas).— Commis. Géol. Finlande, Bull. 54, 1921 (no R. J. Holmes).
- M c C a y L. W. Beitrag zur Kenntniss der Kobalt-, Nickel- und Eisenkiese (Ref.).— Zs. Krist., Bd. 9, 1883.
- M i l l e r W. G. The cobalt-nickel arsenides and silver deposits of Temiskaming.— Ontario Bur. Mines, Ann. Rept. 14, Pt. 2, 1905 (no R. J. Holmes).
- P e a c o c k M. A. On löllingite and safflorite.— Proc. Canad. Roy. Soc., ser. 3, v. 38, 1944.
- P e a c o c k M. A. a. D a d s o n A. S. On rammelsbergite and pararammelsbergite—distinct forms of nickel diarsenide. — Amer. Miner., v. 25, 1940.
- P e a c o c k M. A. a. M i c h e n e r C. E. On rammelsbergite from Ontario.— Univ. Toronto Studies, Geol. ser., № 42, 1939.
- S a n d b e r g e r F. Untersuchungen über die Erzgänge von Wittichen im badischen Schwarzwalde. N. Jb. Miner., 1868.
- S c h e i b e R. Arsenikalkies aus dem Radau Thal im Harz.— Cbl. Miner., Geol. u. Paläont., 1900.
- S j ö g r e n H. Safflorite from Nordmark.— Geol. Inst. Upsala, Bull. № 2, 1894—1895.
- Z u c h e r t R. Die Paragenesen von Gediegen Silber und Wismut mit Kobalt-Nickelkiesen und der Uranpechblende zu Skt. Joachimsthal in Böhmen.— Mitt., Abt. Gest., Erz-, Kohle- und Salz-Untersuchungen, Hf. 1, 1926.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Э. Я. ГУРЬЕВА

О ВКЛЮЧЕНИЯХ МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗА В МУСКОВИТЕ

Трудность диагностики минеральных включений в слюде заключается в том, что на их оптические эффекты накладываются эффекты анизотропного мусковита. Кроме того, из-за пластинчатого строения мусковита форма включенных в него минеральных зерен сильно искажается.

Изучение рудных минералов велось по методике, изложенной в курсах минераграфии (Юшко, 1949). Так как пластина мусковита при помощи перочинного ножа или иголки хорошо расщепляется на пластинки нужной толщины, которые и исследуются под микроскопом, нет надобности изготовлять шлифы. Наблюдаемая поверхность представляет собой естественную поверхность включенного минерала, образовавшегося в результате кристаллизации в специфических условиях, между спайными пластинками слюды. Эта поверхность не всегда бывает идеально ровной и часто осложнена своеобразной скульптурой, как, например, поверхность кристаллов пирита, что, в свою очередь, является хорошим диагностическим признаком.

Применяя в качестве диагностического признака отражательную способность рудных минералов, следует помнить, что ее истинная величина затушевывается перекрывающим слоем мусковита. Чем тоньше этот перекрывающий рудное включение слой мусковита, тем ближе к истине величина наблюдаемой отражательной способности. Это также относится и к цвету рудных минералов, на который накладываются коричневые, «рубиновые» и зеленоватые оттенки мусковита. Одним из надежных диагностических признаков является наличие внутренних рефлексов, которые отчетливо наблюдаются и практически не изменяются.

Применение химических реакций, травления, испытания твердости стальной и медной иглами возможно только в случае крупных рудных включений, которые можно обнажить при расщеплении мусковита.

Достаточно надежным диагностическим признаком являются морфологические особенности минералов (с учетом, разумеется, их пластинчатого строения), наличие и ориентировка трещин, двойниковых сростков и т. д.

Пирит в мусковите в подавляющем большинстве случаев образует пластинчатые включения, расположенные между спайными листочками мусковита. Крупные кристаллы и скопления кристаллов пирита имеют объемный характер, прорастая мусковит перпендикулярно спайности. Иногда такие скопления достигают 1,5—2,0 см².

Форма выделения пирита весьма разнообразна: квадратики, прямоугольники, треугольники со скошенными углами и шестигранники.

Иногда он образует формы, подобные скелетным, или неправильные оваловидные выделения (рис. 1). Часто отдельные кристаллы сростаются и образуют розетковидные скопления. Размер отдельных кристаллов изменяется в широких пределах, от долей миллиметра до 2 см и более. Цвет пирита в основном желтый различных оттенков, которые зависят от толщины и свойств перекрывающего слоя мусковита. Очень часто даже вокруг небольших кристаллов пирита наблюдаются хроматические кольца. Этот факт говорит о некоторой деформации мусковита.

В мусковите пирит распространен по всей площади кристалла, концентрируясь в большинстве случаев в центральной и периферической его части. Часто включения пирита приурочиваются к лучу ельчатости, к самой деформированной его части, располагаясь в неровностях поверхности. Нередко кристаллы пирита скапливаются в замке елки, по центральной линии, от которой начинается расхождение лучей.

Часто рудные минералы концентрируются по трещинам в кристалле мусковита. Тогда они в большинстве случаев не пластинчатые, а объемные, причем ориентируются так, что стороны куба параллельны трещинке, перпендикулярны ей или располагаются к ней под углом в 45° .

Интересно отметить, что рудными минералами бывают обогащены отдельные «слои» по плоскостям спайности в кристалле мусковита. Сняв их, можно получить чистую пластинку этого кристалла.

Для пирита характерна структурная поверхность, которая хорошо отличает его от других рудных минералов. На этой поверхности наблюдаются штриховка, бороздки, полоски, параллельные одной стороне квадрата или идущие по диагонали. Они образуют своеобразный узор в виде елочек, осложненный «архитектурными» добавлениями в виде углублений, имеющих форму ромбиков, треугольников, лодочек и проч. (рис. 2). Линии ограничения этих фигурок на гранях пирита параллельны сторонам кристаллов пирита или имеют диагональную ориентировку. Ориентировка самих кристаллов пирита также подчинена некоторой закономерности — направление одной из граней кристалла пирита совпадает с направлением лучей фигуры удара или давления в кристалле мусковита.

Сравнительно редко вместе с пиритом встречается пирротин в виде ксеноморфных по отношению к пириту образований. Он отличается от пирита цветом и сильной анизотропией. Значительно чаще встречается марказит, который замещает пирит. Замещение, как правило, начинается с периферии кристалла и идет в направлении к центру, перпендикулярно штриховке (рис. 1, *г*). Пирит замещается также и гидроокислами железа (рис. 4, *а*).

Среди кристаллов пирита можно встретить кристаллы магнетита. Часто вместе с тонкими пропластками пирита ассоциируются тонкие пропластки кварца. Иногда кварц как бы обрамляет кристаллы пирита. Кроме того, пирит ассоциируется с реликтами биотита. Наблюдался случай нарастания кристалла пирита на округлое образование битума.

Все эти данные, а также факт приуроченности кристаллов пирита преимущественно к поверхности и периферии кристаллов мусковита, к трещинкам в нем, заставляет признать кристаллизацию пирита более поздней по сравнению с мусковитом, может быть, в уже сформировавшихся его кристаллах.

Включения магнетита широко распространены в мусковите. Он образует пластинчатые кристаллы. Объемные включения нами встречены не были. Размеры магнетитовых включений колеблются от долей миллиметра до 1—2 см.



Рис. 1. Форма включений пирита в мусковите.

а и б — наиболее часто встречаемые формы кристаллов пирита в мусковите; *в* — гексагональные и овалообразные выделения пирита; *г* — развитие марказита по пириту (в центре и слева).
Отраженный свет, увел. 46

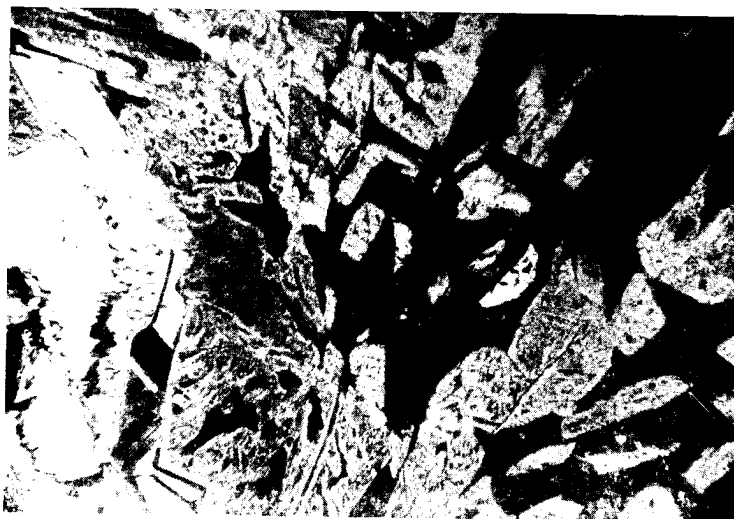


Рис. 2. Детали строения поверхности пирита в мусковите.
Отраженный свет, увел. 120

Содержание магнетита, наблюдаемое в одном кристалле слюды, также подвержено значительным колебаниям. Иногда он присутствует в виде единичных зерен, порой же встречается в больших количествах. Нередко кристаллы магнетита закономерно расположены по лучам ельчатости, подчеркивая зональность мусковита. Один из таких случаев представлен на рис. 3, а, где магнетит приурочивается к слабо проявленной штриховке ельчатости.

Магнетит в мусковите образует шестигранные включения, шестоватые или игольчатые, неправильные и каплевидные выделения, напоминающие

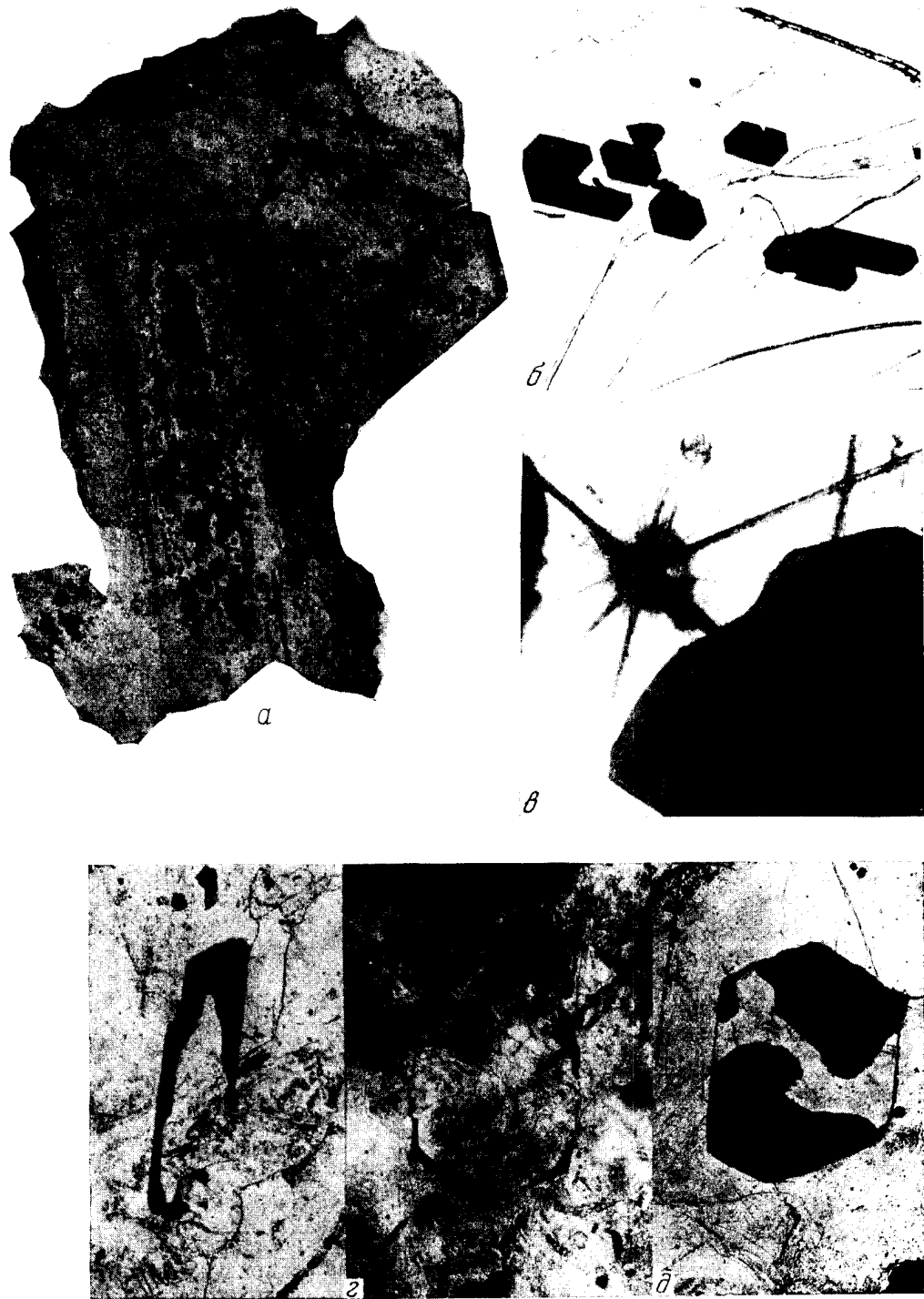


Рис. 3. Магнетит в мусковите.

a — магнетит, расположенный вдоль штриховки ельчатости. Пат. всл.; *б* — формы кристаллов магнетита. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 10; *в* — закономерная ориентировка трещин отдельности в магнетите относительно лучей фигуры удара в мусковите. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 30; *г* — контурное незамкнутое включение магнетита в мусковите; *д* — контурное замкнутое включение магнетита в мусковите. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 30

мирмекиты. Наиболее часто встречаются шестигранные включения. Они наблюдаются в виде правильных шестигранников, часто вытянутых вдоль одной из осей, а также в виде трапеций, осложненных ступенчатыми выступами. Встречаются также ромбовидные и треугольные включения магнетита, но значительно реже (рис. 3, б).

Кристаллы магнетита разбиты трещинами отдельности, которые являются таким же хорошим диагностическим признаком, как и скульптурная поверхность пирита. Наблюдаются три системы таких трещин, ориентированных одна к другой под углом 60° . Расположение этих трещин подчинено строгой закономерности—они параллельны лучам фигуры давления. При этом одно из направлений параллельно еще и плоскости оптических осей мусковита. Иногда трещины отдельности повернуты к направлению трещин фигуры давления под углом 30° , т. е. следуют по направлению трещин фигуры удара (рис. 3, в). Трещины отдельности перпендикулярны граням шестигульников магнетита (рис. 3, б).

Кроме охарактеризованных выше, наблюдаются еще так называемые контурные включения (рис. 3, г, д), которые отличаются тем, что их внутренняя часть остается свободной. Включения эти бывают замкнутые и незамкнутые. Они похожи не на реликты, а скорее производят впечатление не полностью замещенного пространства. На рис. 3, д показаны все грани шестигранника, но на отдельных участках две из них представлены в виде тонких проводничков. Центральная часть кристалла осталась свободной.

На рис. 3, г показаны незамкнутые контурные включения, но и здесь чувствуется стремление к закономерному кристаллографическому ограничению. Ориентировка кристаллов магнетита вызвана влиянием включающего мусковита. Аналогичное явление наблюдается при кристаллизации йода на спайной поверхности мусковита. Включения магнетита образовались после кристаллизации мусковита. Об этом говорит факт нахождения их в рубцах ельчатости и приуроченность к реликтам биотита. Вероятно, они образовались при замещении биотита мусковитом. При этом освобождалось некоторое количество железа, которое и отлагалось тут же в виде магнетита. Некоторые хорошо окристаллизованные кристаллы магнетита, приуроченные к зонам роста мусковита, вероятно, образовались вместе с мусковитом или несколько позднее его.

Кристаллы магнетита, в свою очередь, замещаются окислами и гидроокислами железа. Часто можно наблюдать, как по трещинам отдельности в магнетите или на периферии его кристаллов концентрируются почковидные или натежные образования окислов железа. Иногда они замещают весь кристалл.

ВКЛЮЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ОКИСЛОВ И ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА

Включения железистых окислов и гидроокислов встречаются в мусковите очень часто. В подавляющем большинстве случаев они представлены группой гематит-гидрогематита и гетит-гидрогетита. Самостоятельные минеральные виды встречаются сравнительно редко, чаще это смеси минералов. Указанные включения имеют вид пятен, разводов, корочек, налетов, натеков желтовато-бурого цвета (рис. 4 а, б). Они приурочены к трещинам весьма совершенной спайности и в большинстве случаев наблюдаются по периферии кристаллов, трещинам и дефектным местам мусковита. Нередко пятнообразные включения обладают подобием зональности, которая выражается в смене окраски. Такие бесформенные включения

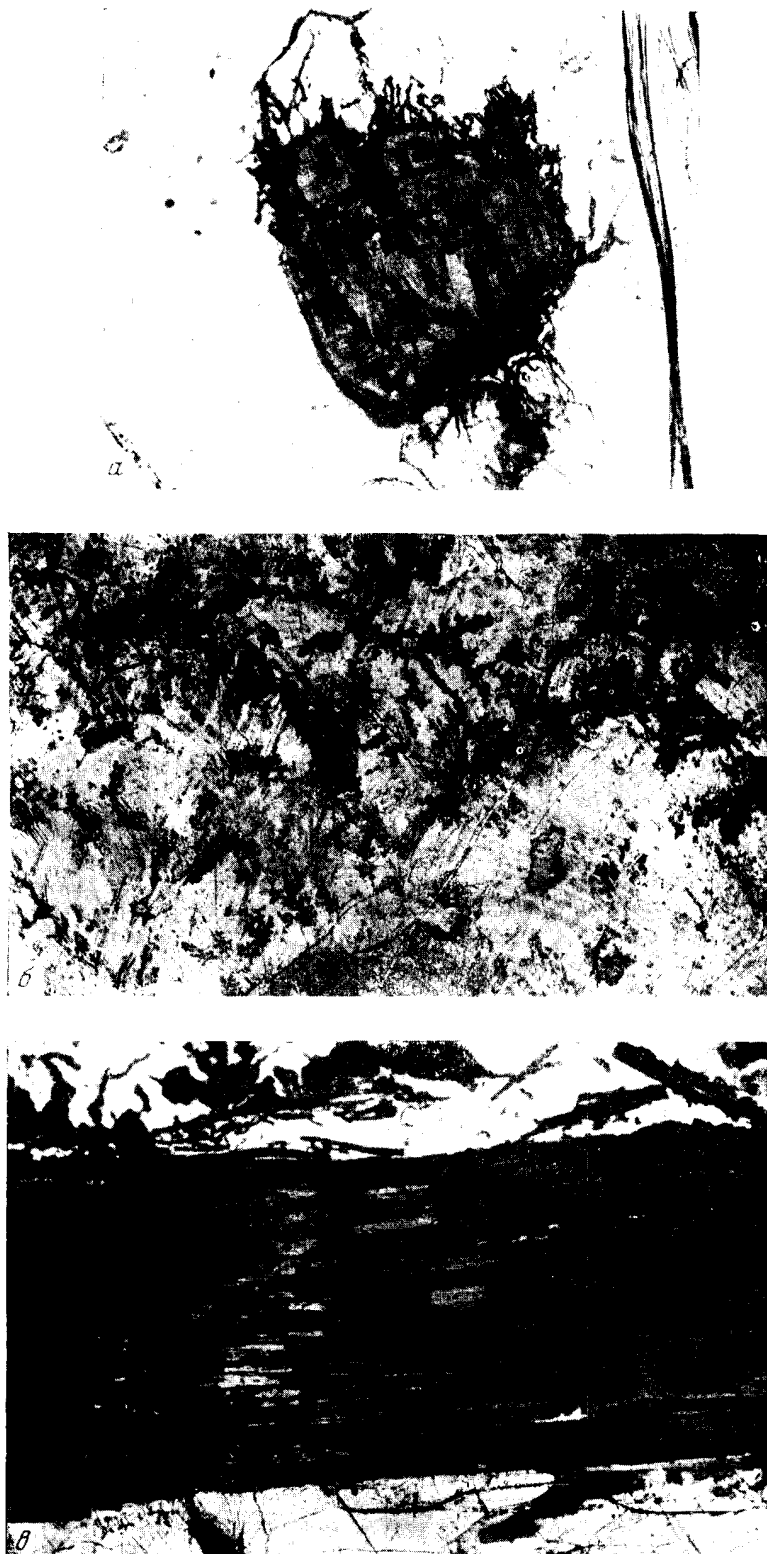


Рис. 4. Окислы и гидроокислы железа в мусковите.
а — замещение пирита. Отраженный свет, увел. 46; б — дендриты окислов железа в мусковите
Проходящий свет. Николи ||, увел. 30; в — железистые окислы и гидроокислы, концентрирующиеся
по штриховке ельчатости. Проходящий свет, николи ||, увел. 30

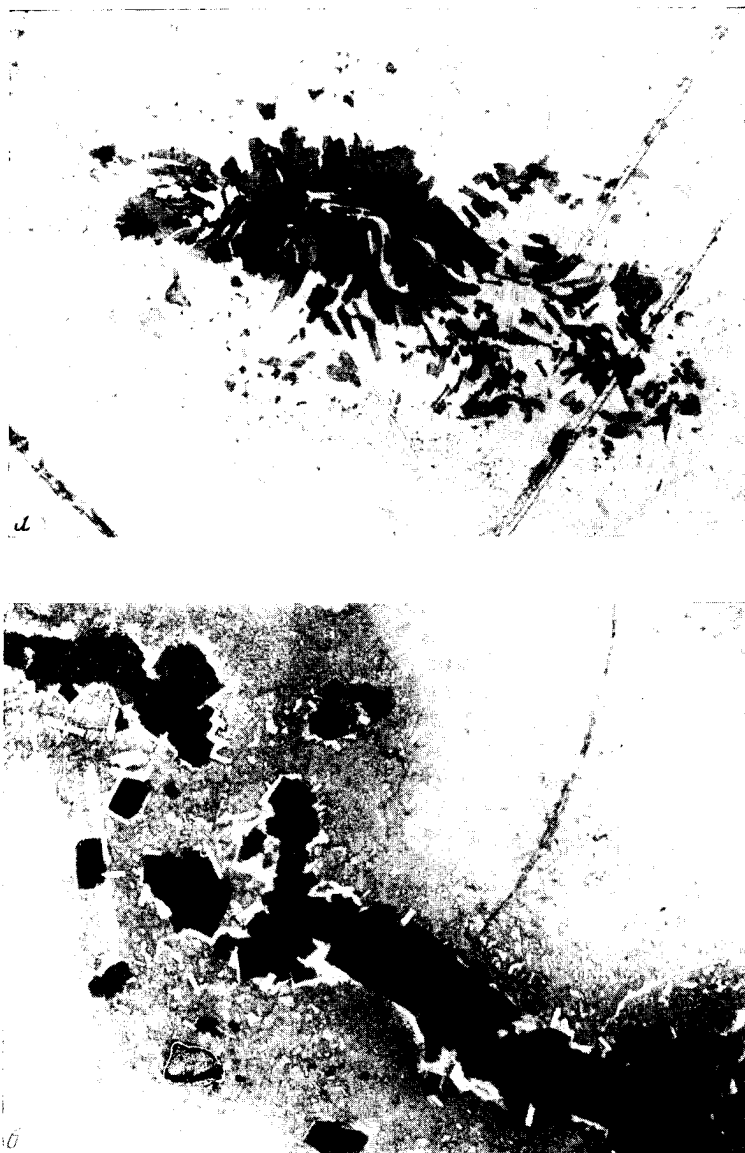


Рис. 5. Гематит в мусковите.

а — замещение пирита гематитом; *б* — псевдоморфозы по пириту.
 Наиболее распространенные минералы из группы сульфатов. Проходящий свет, николи [1], увел. 20

встречаются в мусковите в изобилии. Кроме них, наблюдаются включения железистых окислов и гидроокислов, более ярко выраженные морфологически.

Г е м а т и т встречается в мусковите довольно часто. Он образует пластинчатые кристаллы по плоскостям весьма совершенной спайности мусковита. Диагностируется он сравнительно просто, по некоторой анизотропии и плеохроичности. Кроме того, обнаруживает красные внутренние рефлексy, наблюдаемые иногда очень ясно. Цвет гематита в большинстве

случаев красновато-бурый или коричневый, в отраженном свете — серовато-белый. Показатель преломления выше, чем у мусковита.

Гематит образует псевдоморфозы по пириту и магнетиту. Некоторые выделения пирита окаймлены натечными и дендритообразными выделениями гематита. Иногда можно наблюдать штриховку, унаследованную от пирита. Часто включения пирита окружены распылчатыми, неправильными пятнами гидроокислов железа, в массе которых наблюдаются пустоты квадратной и шестигранной формы. На стенках этих пустот можно наблюдать примазки гематита и гидрогематита. Нередко, рассматривая подобные образования, можно проследить последовательные стадии замещения пирита и магнетита гематитом и, далее, гидроокислами железа (рис. 4, 5). Подобные же образования дает иногда и гидрогетит.

Гидрогематит обладает цветом от темновато-красного и кирпично-красного до темно-серого. Он имеет кристаллическую решетку гематита и по своим свойствам близок к нему.

Гетит в кристаллах слюды встречается реже гематита. Он наблюдается в виде табличек, волокон, игольчатых и столбчатых кристаллов, в виде плотных волокнистых и натечных масс, часто образует агрегаты лучистых и сноповидных форм, а также наблюдается в виде сферолитов (рис. 6, а, б). Игольчатые кристаллы ориентированы по направлению лучей фигуры удара и давления. Цвет минерала желтый, коричневатый, буровато-коричневатый. Погасание прямое, удлинение положительное, спайность совершенная, параллельная главной зоне волокон. Цвет внутренних рефлексов желтовато-бурый, с золотистым оттенком.

Включения гетита имеют большой показатель преломления и в скрещенных николях дают высокие цвета интерференции.

Гидрогетит наблюдается в виде плотных или рыхлых масс желто-бурого или коричневатого цвета. Иногда он дает мелкочешуйчатые или волокнистые разности, нередко с хорошо выявленной анизотропией. В таких случаях гетит и гидрогетит трудно различимы. Гидрогетит иногда образует псевдоморфозы по пириту.

Иногда железистые окислы типа гетит-гидрогетита, коричневатого и желто-бурого цвета, образуют волокнистые агрегаты, похожие на высушенную древесину. Они вытянуты вдоль штриховки ельчатости, приурочиваясь к неровностям поверхности (см. рис. 4, в).

Железистые окислы смешанного лимонитового состава образуют иногда закономерную решетку, видимую макроскопически (рис. 7, а, б). На рисунке видно, что решетка образована длинными, тонкими полосками, ритмично расположенными параллельно и перпендикулярно к естественным граням кристалла мусковита. Пересекаясь между собой, они образуют решетку, ячейки которой имеют вид равносторонних треугольников и ромбов. Решеткой занята центральная часть кристалла, ограниченная штриховкой ельчатости. Подобную решетку образует также и гематит (рис. 7, в).

Под микроскопом видно, что решетка представлена хорошо выраженными дендритами, имеющими папоротникообразный вид (рис. 8, а, б). Цвет их в проходящем свете коричневатобурый, черный и красноватый. Растут дендриты от общего, более массивного ствола, постепенно ответвляясь и утончаясь вместе с нарастающим усложнением рисунка. Иногда они сплошь покрывают всю поверхность мусковита в виде тонкой сетки. Все елочковидные ответвления находятся в строгом соответствии с направлением лучей фигуры удара и давления мусковита (рис. 8, б).

Кроме линейно вытянутых дендритов, наблюдаются еще и звездчатые. Среди них попадаются и довольно грубые, но чаще встречаются хорошо выраженные, чрезвычайно тонкие звездочки, наподобие снежинок.

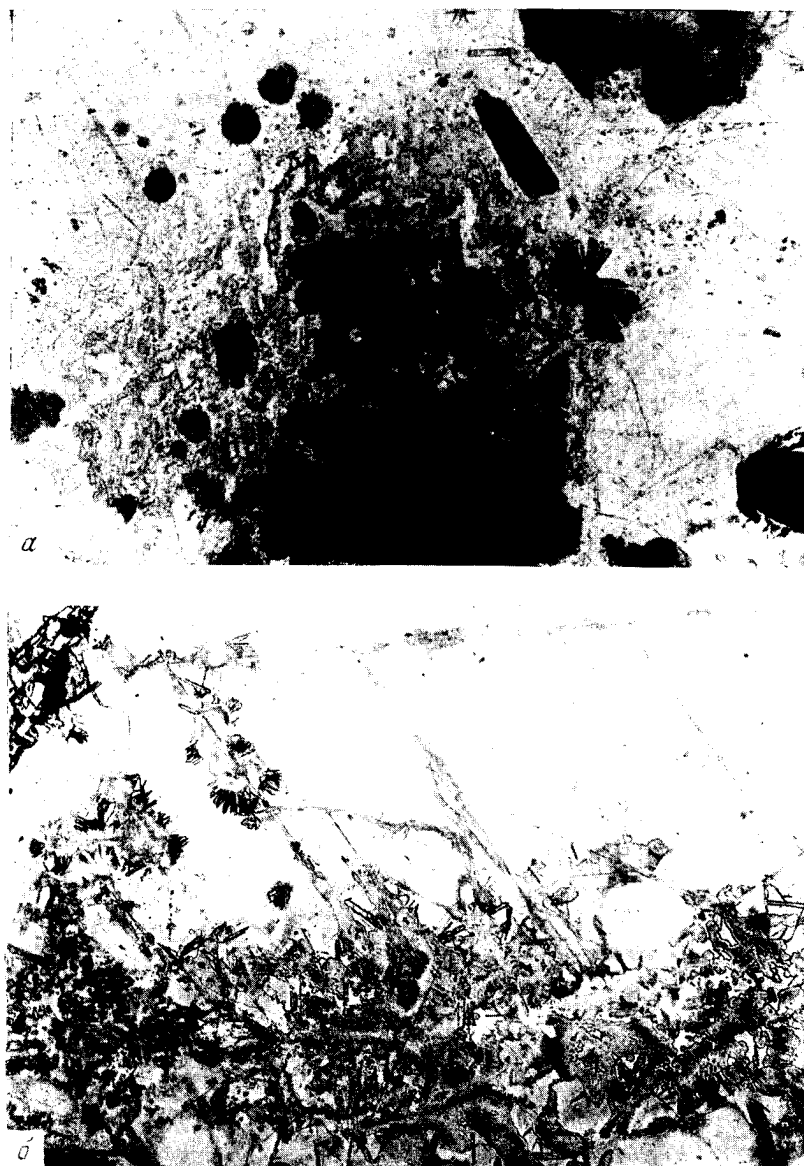


Рис. 6. Гетит в мусковите.

a и *б* — розетки и спиновидные агрегаты. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 30

Иногда состав дендритов варьирует, что сказывается и на характере их архитектуры и на сложности рисунка. На рис. 9 видно, как из грубого дендрита гематита отходит вправо длинная, тонкая стрела, на которую строго закономерно вверх и вниз нарастают дочерние дендриты разного цвета. Наиболее грубыми и массивными являются красно-бурые дендриты, наиболее хилыми и плохо выраженными — кремовые и наиболее хорошо выявленными, отличающимися тонкостью рисунка, — черные.

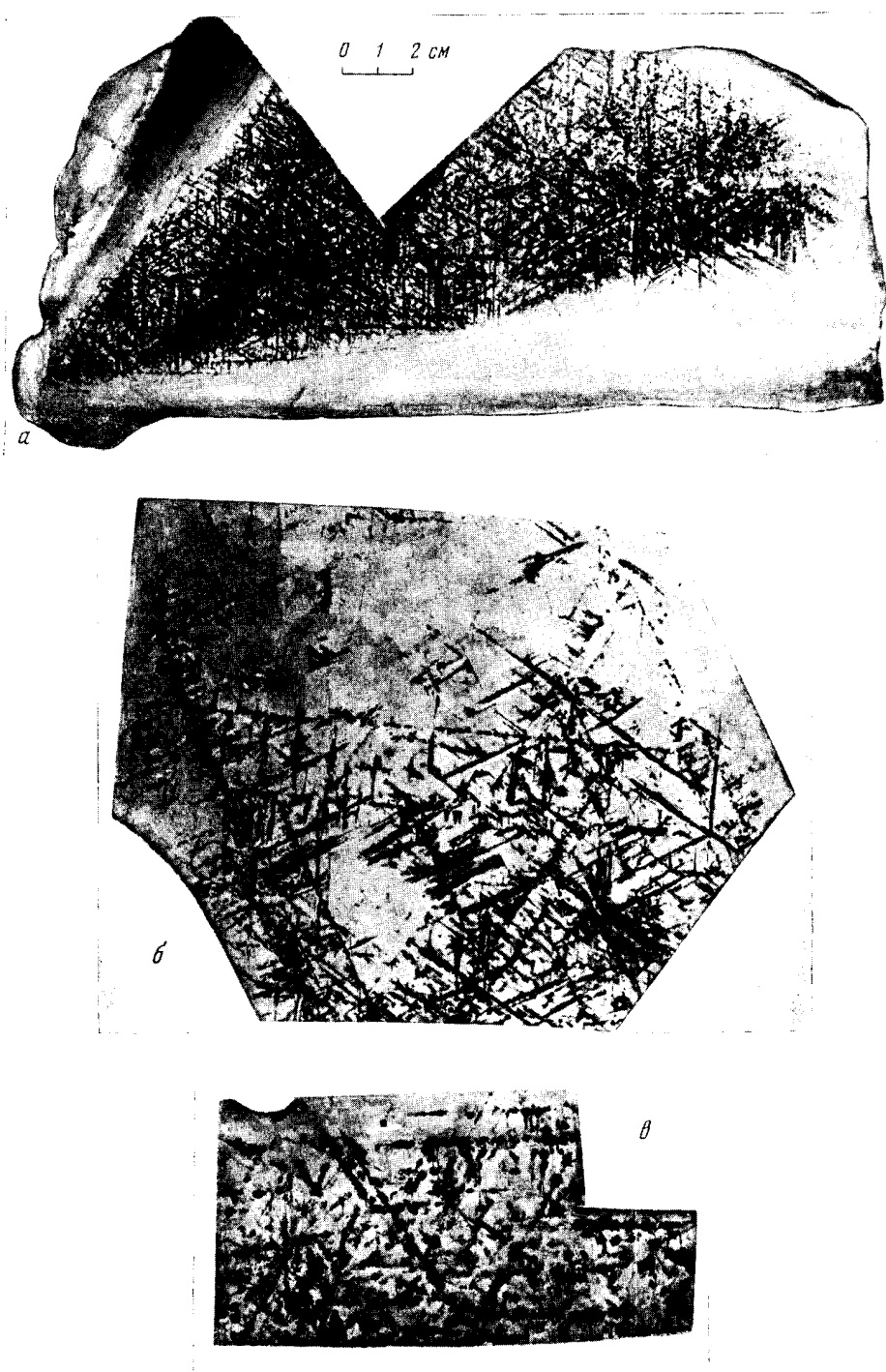


Рис 7. Ориентированные включения железистых окислов и гидроокислов в мусковите.

а и б — смешанного состава; в — гематит

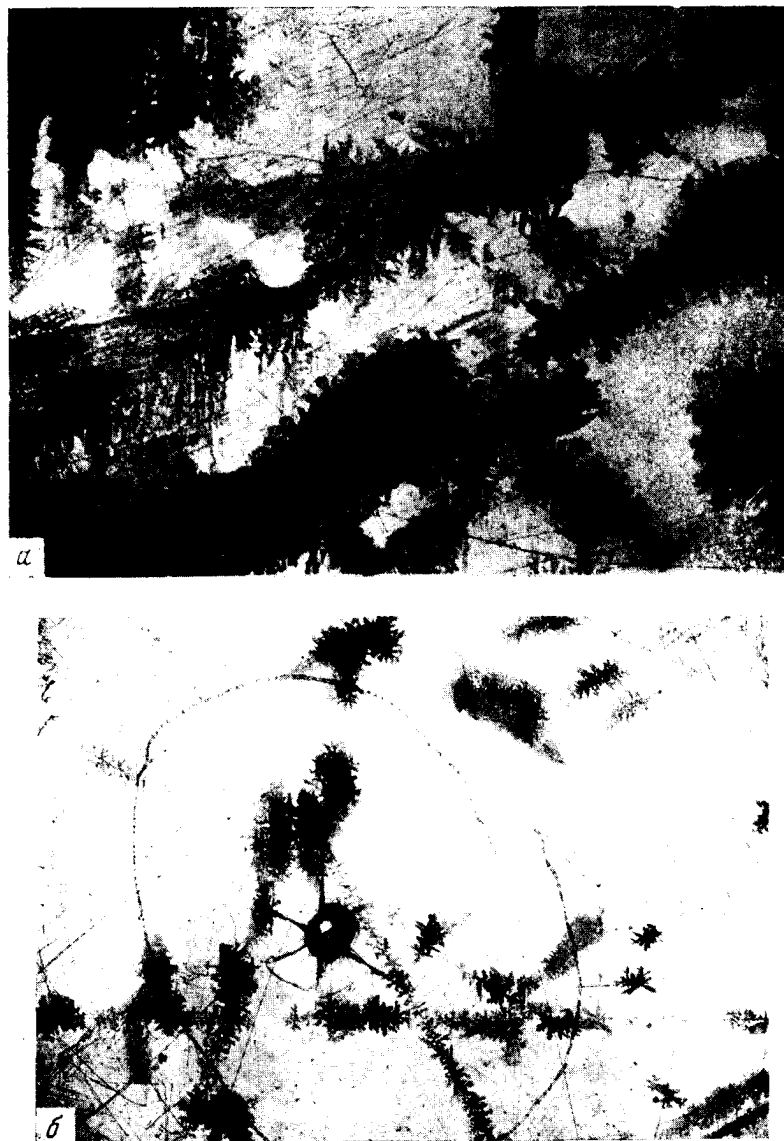


Рис. 8. Дендриты окислов и гидроокислов железа в мусковите.

a — общий вид. Проходящий свет, никели ||, увел. 30; *б* — закономерная ориентировка дендритов относительно лучей фигуры удара в мусковите. Проходящий свет, никели ||, увел. 30

Относительно происхождения этих дендритов трудно сказать что-либо определенное. Как известно, дендриты бывают кристаллизационные и коагулятивные. Некоторые двухмерные дендриты водных окислов железа относятся к коагулятивным. Но, сравнивая наши дендриты с дендритами, приводимыми в работе Д. Д. Саратовкина (1953), мы находим в них много

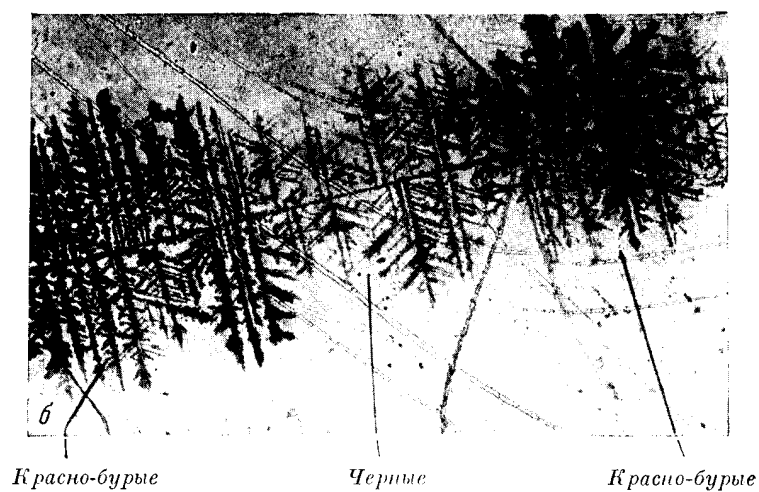


Рис. 9. Дендриты в мусковите. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 30
 а и б — видна смена сложности рисунка дендрита в зависимости от состава (окраски); в — закономерная ориентировка дендритов (по сетке ромба)

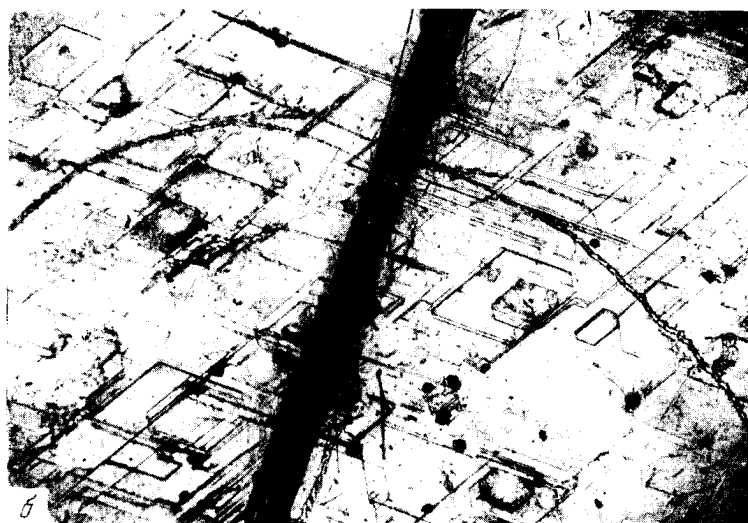


Рис. 10. «Каркас» железистых окислов и гидроокислов в мусковите
а — проходящий свет, николи ||, увел. 18; б — проходящий свет, николи ||, увел. 46; в — закономерное строение «каркаса» относительно лучей фигуры удара в мусковите. Проходящий свет, николи ||, увел. 90



Рис. 14. Коллоидное строение железистых окислов и гидроокислов в мусковите. Проходящий свет, николи I, увел. 30

a — гетит-гидрогетитового состава; *б* — гематит-гидрогематитового состава

общего, вследствие одних и тех же или сходных условий кристаллизации. На основе этой аналогии нам представляется возможным отнести данные дендриты к кристаллизационным.

Кроме перечисленных морфологических разновидностей, образуемых железистыми окислами, наблюдается еще так называемый каркас. Этот «каркас» представляет собой образование, подобное сагенитовой решетке, только в более крупном масштабе. При небольшом увеличении «каркас» представлен на рис. 10, *a*.

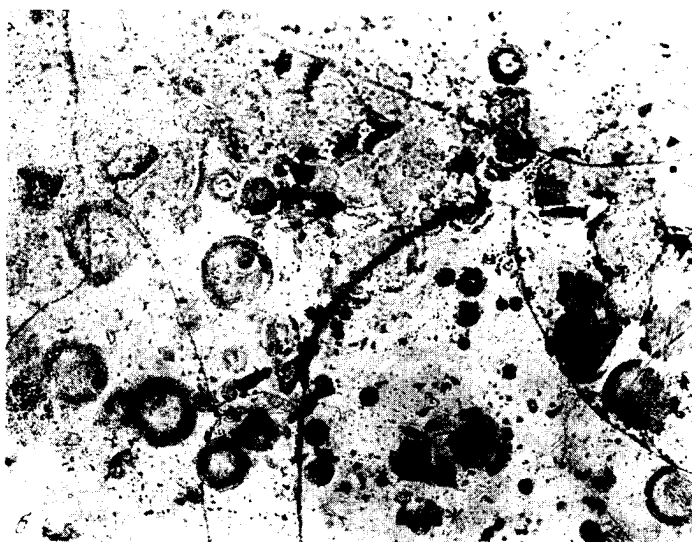
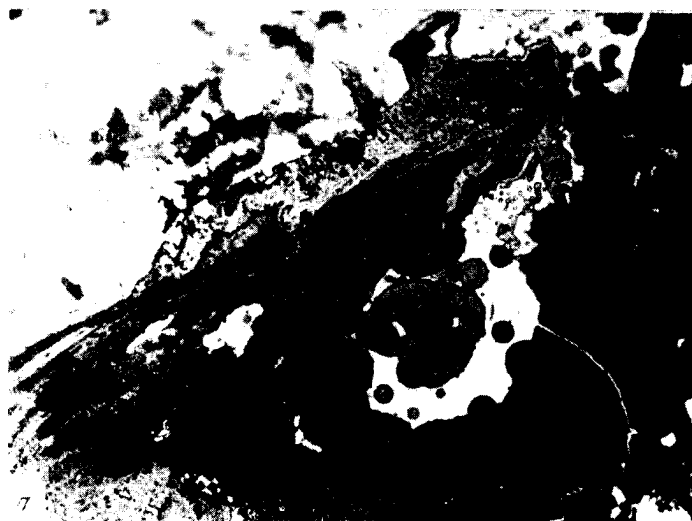


Рис. 12. Колломорфные и глобулярные включения окислов и гидроокислов железа в мусковите.

a — колломорфный агрегат железистых окислов и гидроокислов в мусковите. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 30; *b* и *в* — глобулярное строение железистых окислов и гидроокислов в мусковите. Проходящий свет, николи \parallel , увел. 90

Основой «каркаса» являются длинные шестоватые выделения железистых окислов, пересекающиеся под углом в 60° ; иногда, правда реже, этот угол приближается к прямому. Внутренние участки «каркаса» образованы гематитом-гидрогематитом, внешние — гетитом-гидрогетитом. Основная структура «каркаса» осложнена более поздними образованиями этих минералов — корочками, иголочками, сферолитами, звездочками гетита, концентрирующимися по периферии основных балок.

При увеличении в 46 раз подчеркивается более тонкая структура «каркаса», представленная на рис. 10, б, в. На рисунке видно правильное строение, строго закономерная ориентировка «каркаса», полностью совпадающая с направлением лучей фигуры удара или давления. Ячейки сетки «каркаса» представляют собой идеальную форму ромба, иногда с усеченными углами. Углы ромбовидных ячеек равны 60° и 120° .

Рассматривая «каркас», мы видим, что окислы и гидроокислы железа ярко подчеркивают архитектуру поверхности кристаллов мусковита, выявляя какие-то закономерности ее строения, в свою очередь, зависящие от внутреннего строения мусковита. Расшифровка этих закономерностей — дело будущего.

Последней морфологической разновидностью железистых окислов и гидроокислов, встречающихся в кристаллах мусковита, являются пятчатые, коллоидные образования (рис. 11, а, б и 12), имеющие, очевидно, коллоидное происхождение. Для них характерны желтовато-коричневые и красно-бурые окраски с яркими цветами внутренних рефлексов и чередование окрасок по слоям, обусловленное, очевидно, сменой состава. По периферии подобных выделений наблюдаются глобулярные образования, имеющие концентрически-зональное и радиально-лучистое строение (рис. 12, б). При большом увеличении видна правильная округлая форма глобулярных образований, зональность, обусловленная четкой сменой окраски, и некоторые следы раскристаллизации, выражающиеся в наличии радиальных трещинок.

В центре почти каждого включения можно видеть центральное ядро. Более крупные включения имеют зональное строение, мелкие образованы почти исключительно гетитом-гидрогетитом ярко-желтого цвета.

Железистые окислы и гидроокислы появились в мусковите двояким путем; одни образовались за счет магнетита или пирита, другие — за счет привноса извне.

Различные морфологические разновидности обусловлены как кристаллизационными свойствами описываемых минералов, так и специфическими условиями кристаллизации внутри кристаллов мусковита, индуцирующее действие которого играло немаловажную роль. Значительным фактором, как нам представляется, является поверхность кристаллов мусковита, а может быть, и энергетические свойства его решетки.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- С а р а т о в к и н Д. Д. Дендритная кристаллизация. Металлургиздат, 1953.
 Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
 Ю ш к о С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. Госгеол-издат, 1949.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. И. Барсанов

Ю. Л. ОРЛОВ

СИНГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ
В КРИСТАЛЛАХ АЛМАЗА

С 1953 по 1956 год включительно мы исследовали алмазы из россыпных месторождений Урала и различных районов Сибири. Для сравнения изучались алмазы из месторождений Южной Африки, Бразилии, Индии и Австралии, имеющиеся в Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана АН СССР.

Большое внимание было уделено исследованию включений в кристаллах алмаза. Из большого количества кристаллов алмазов из уральских и сибирских россыпей были отобраны образцы с разнообразными включениями, которые исследовались различными методами, позволяющими точно диагностировать включенный минерал. Производился рентгеноструктурный анализ¹, затем извлеченные из алмаза путем раздробления последнего минералы исследовались в иммерсионных препаратах под микроскопом, после чего производился спектральный анализ включений. Для точной диагностики включений в алмазах из африканских месторождений из количества более 2500 алмазов отобраны 35 кристаллов, которые были раздроблены, а изъятые из них включения изучены под микроскопом в иммерсионных препаратах.

Основными сингенетическими минералами, захватываемыми при кристаллизации, являются оливин, гранат и хромшпинелид².

Включения оливина. Оливины встречаются в алмазах в виде изометричных или в различной степени удлиненных и уплощенных кристалликов с хорошо выраженными гранями, а также в виде параллельных, коленчатовидных и причудливых по форме сростков (рис. 1). Мелкие прозрачные включения оливина напоминают скопление пузырьков газа. Иногда наблюдаются единичные включения оливина, но нередко в одном кристалле алмаза встречается по 10—15 различного размера кристалликов этого минерала. Включенные зерна оливина чаще всего совершенно бесцветны, редко едва заметно зеленоваты. Часто на поверхности их наблюдаются черные округлые и неправильной формы пятна (рис. 1, б). Природа пятен не установлена; под микроскопом они выглядят совершенно

¹ Методика и частично результаты рентгеноструктурного исследования включений в кристаллах алмаза описаны С. И. Футергендлер (1956).

² Встречающиеся в алмазах включения более мелких кристалликов алмаза также сингенетичны; они интересны с точки зрения выяснения генезиса округлых форм кристаллов алмаза и будут рассмотрены после описания сингенетических включений иного состава, чем алмаз.

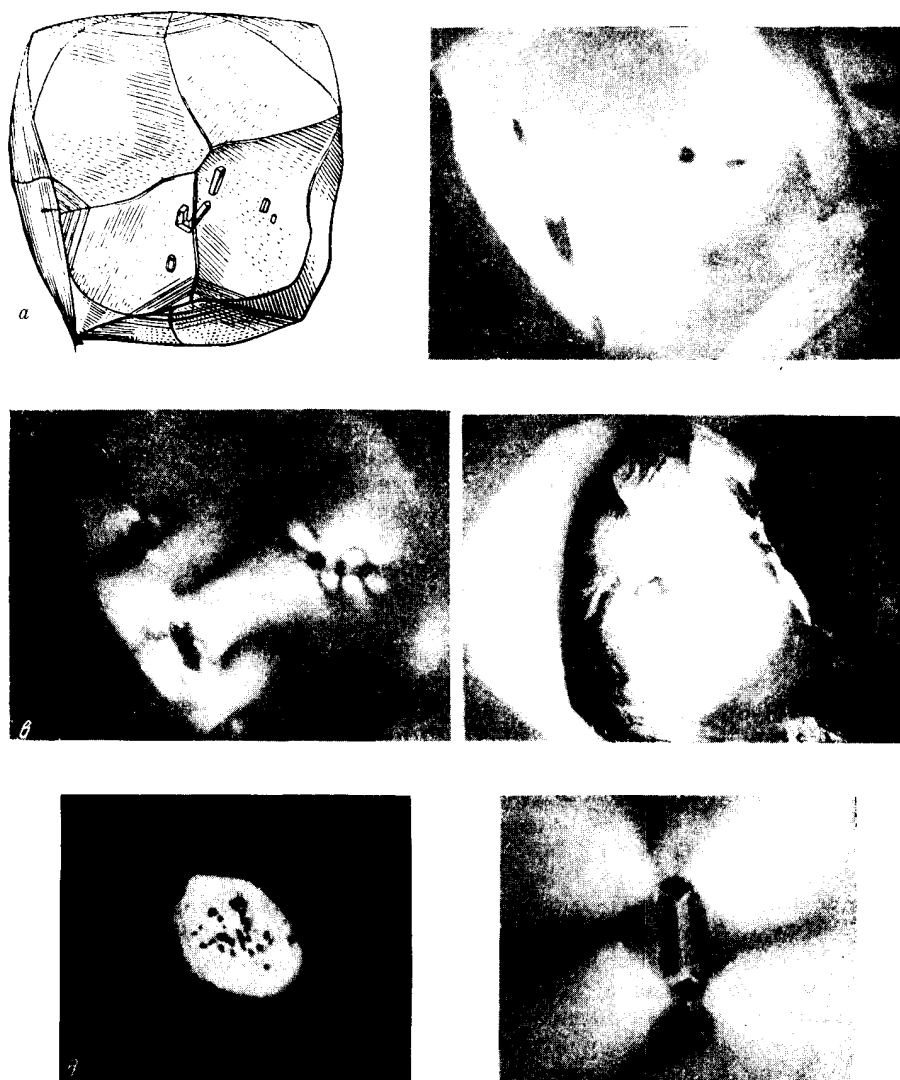


Рис. 1. Включения оливины в алмазе.

а — кристаллы оливины в алмазе (зарисовка); *б* — те же включения оливины (фото); *в* — узоры двупреломления в алмазе вокруг включений оливины, изображенных на рис. 1 *а* и *б*; *г* — кристалл оливины в алмазе (фото); *д* — черные пятна на грани уплощенного кристаллика оливины, извлеченного из алмаза (фото); *е* — псевдотетрагональный облик кристалла оливины, включенного в алмаз. С левой стороны кристалла видны черные пятна. Четко выражен симметричный узор двупреломления в алмазе вокруг включения (фото)

черными и не просвечиваются. Пятна характерны только для включений оливина и могут быть одним из диагностических признаков этого минерала в алмазах. В поляризационном микроскопе, при скрещенных николях, оливины в алмазе обнаруживают [высокие цвета интерференционной окраски, обычно отчетливо видимые на сером или темном фоне алмаза, проявляющего различные узоры двупреломления вокруг включения. При раздроблении алмаза кристаллики оливина легко освобождаются, причем в алмазе наблюдается отчетливый отпечаток граней оливина. В раздробленной массе алмаза зерна оливина хорошо заметны под микроскопом при скрещенных николях и могут быть без труда отобраны. Обычно при осторожном дроблении кристаллики оливина освобождаются от алмаза, сохраняя целиком свою форму, что дает возможность изучить их морфологически и в некоторых случаях, при хорошей огранке кристаллика, измерить его на гониометре.

Нередко изометричные или удлиненные кристаллики оливина в алмазах имеют псевдотетрагональный облик. Фотография одного из таких включений, находящегося в уральском алмазе, приведена на рис. 1, е.

Иногда встречаются кристаллики оливина, удлиненные не по оси C , а в направлении оси призмы (021); такие кристаллы оливина имеют косое погасание относительно оси удлинения, что следует иметь в виду при идентификации включений. Подобный случай уже описали для одного включения оливина в алмазе Митчелл и Гиардини (1953).

Приведем данные исследования характерного включения оливина, извлеченного из уральского алмаза (рис. 2). Включение имеет ясно выраженную кристаллическую форму. Гониометрическим измерением установлены грани (110), (010), (021) и (111). Некоторые ребра кристаллика округлены и как бы оплавлены, что обычно наблюдается на кристалликах и других минералов, включенных в алмаз.

В результате рентгеноструктурных исследований¹ этого кристалла получены параметры решетки: $a_0 = 5,983 \pm 0,010$ кХ; $b_0 = 4,69 \pm 0,065$ кХ; $c_0 = 10,230 \pm 0,034$ кХ, которые соответствуют эталонным значениям, приводимым в справочнике Штрунца (1957) для оливина и форстерита.

Показатели преломления минерала, определенные иммерсионным методом, оказались равными: $N_g = 1,688 - 1,690$; $N_p = 1,651 - 1,654$; $N_g - N_p = 0,035 - 0,036$; $2 V$ около 90° .

Спектральным анализом установлены Si, Mg, Fe и следы Al.

Все приведенные выше данные позволяют считать включение оливином, близким к форстериту.

Колебания показателей преломления, определенных по многим зернам оливинов, извлеченных из различных кристаллов алмаза, наблюдались в следующих пределах: $N_g = 1,688 - 1,698$ и $N_p = 1,651 - 1,658$.

Кроме Si, Mg, Fe и Al, в одном из оливинов из сибирского алмаза



Рис. 2. Кристаллик оливина из уральского алмаза (фото)

¹ Данные о параметрах решетки оливина, а также приводимые ниже для гранатов и хромшпинелида, извлеченных из алмаза, указываются по замерам С. И. Фургендлер.

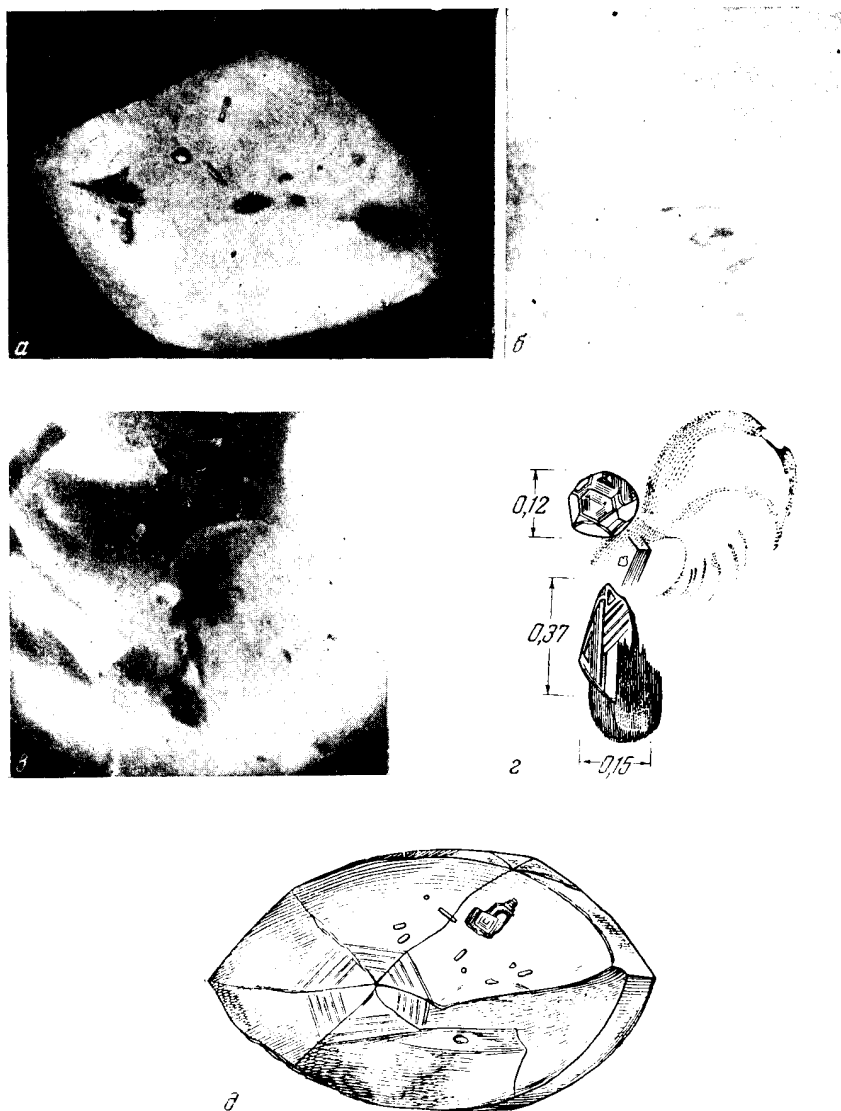


Рис. 3. Включения граната в алмазе.

a — кристаллики граната в алмазе (фото); *б* — неправильная удлиненная форма кристалликов граната, включенных в алмаз (фото); *в* — изометричный и удлиненный кристаллики граната в алмазе. Видны трещины вокруг включений, частично затемненные в связи с графитизацией (фото); *г* — те же включения граната (размеры указаны в миллиметрах, зарисовка); *д* — алмаз с включениями мелких кристалликов оливина и сравнительно крупного кристалла граната (зарисовка)

(россыпь Колхозная, р. Вилюй) спектроскопически были установлены следы Cr и Ni .

Включения граната. Гранаты в алмазах иногда встречаются в виде изометричных кристаллов с хорошо выраженными отдельными гранями, но чаще в виде удлиненных, неправильных по очертанию кристалликов, напоминающих по внешнему виду пережатые каплевидные зерна и гантелеобразные формы (рис. 3). Характерно наличие штриховки на кристалликах граната в связи со ступенчато-пластинчатым

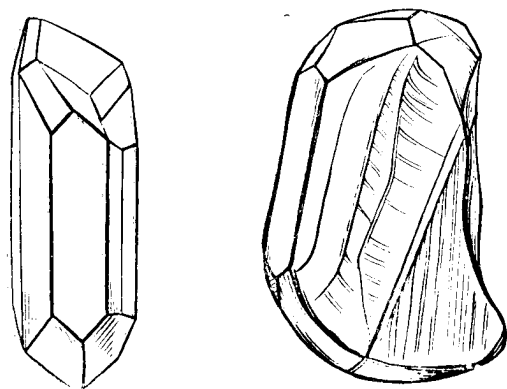


Рис. 4. Уплощенный кристаллик граната, извлеченный из алмаза (зарисовка)

строением некоторых граней. Гранаты, так же как и оливины, встречаются единичными кристалликами, а иногда в виде многочисленных, различных по размеру зерен, рассеянных внутри кристалла алмаза. При скрещенных николях, в поляризованном свете, гранаты в алмазе остаются темными, но алмаз обычно сильно двупреломляет сам вокруг включения и это иногда маскирует изотропность граната. При раздроблении алмаза гранаты легко освобождаются, и нередко удается извлечь целые кристаллики, которые легко отбираются из бесцветной алмазной крошки вследствие их окраски. Находящиеся в алмазе гранаты иногда кажутся бесцветными, но чаще обнаруживают цветной рефлекс золотисто-желтого, оранжевого, розовато-фиолетового и лилового тона. После извлечения гранатов из алмаза путем раздробления последнего окраска их становится хорошо заметной.

На рис. 4 приведена зарисовка одного кристаллика граната, извлеченного из сибирского алмаза. Гранат густо окрашен в буровато-желтый цвет и обладает очень сильным блеском. Форма кристаллика — ромбододекаэдр, удлиненный по L_4 и уплощенный по L_2 . Некоторые грани зеркально-гладкие, на других имеется штриховка. Наряду с острыми ребрами имеются округлые, как бы оплавленные. Постоянная решетки граната $a = 11,508 \pm 0,035$ кХ. Показатель преломления, определенный в специально подобранных жидкостях, — 1,772 (средний между 1,7708 и 1,7732). Спектральным анализом установлены Mg , Fe , Al и Si . Эти данные позволяют отнести гранат к пиральспитовому ряду. Пользуясь диаграммой для определения состава гранатов, предложенной группой авторов (Михеев и др., 1956), можно состав исследованного граната приблизительно выразить следующим соотношением отдельных компонентов (с точностью 3—5%): пироп — 37%, альмандин + спесартина — 53% иgrossуляра + андрагита — 10%.

Как видно, в гранате преобладает альмандиновая составляющая. Согласно данным Н. Н. Сарсадских и М. А. Гневушева (Бобриевич и др., 1957), исследовавших пиропы из сибирских кимберлитов, показатели преломления пиропа растут с повышением интенсивности окраски от 1,733—1,735 до 1,764 — 1,767. Максимальный показатель преломления — 1,767 устанавливается у пиропов, интенсивно окрашенных в темно-красный и оранжевый цвет.

Гранат, извлеченный из алмаза и изображенный на рис. 4, имеет показатель преломления 1,772, т. е. значительно более высокий, чем у интенсивно окрашенных пиропов из кимберлита, и, очевидно, по своему составу и свойствам может быть назван магнезиальным альмандином, чему соответствует и постоянная решетка этого граната ($11,508 \pm 0,035$ kX).

Показатели преломления из десяти замеров у гранатов, извлеченных из различных кристаллов алмаза, колебались от 1,761 до 1,780. Минимальный параметр решетки из шести измерений равен $11,489 \pm 0,009$ kX, максимальный — $11,821 \pm 0,09$ kX.

Показатель преломления 1,761 имеют окрашенные в желтоватый цвет гранаты, которые, согласно Винчеллу (1949), можно считать родолитом (железистым пиропом).

Относительно высокие показатели преломления и большие параметры решетки у некоторых гранатов из алмазов, возможно, обусловлены обогащением их CaO и FeO. Незначительные количества материала не позволили сделать химический анализ гранатов из алмаза, пришлось ограничиться лишь качественным спектральным анализом, результаты которого приведены выше.

Включения хромшпинелида. Хромшпинелид встречается в алмазах несколько чаще, чем оливин и гранат, — иногда в виде рассеянных включений по 10—20 шт. в одном кристалле алмаза, чаще — в виде единичных зерен. Размер кристалликов хромшпинелида колеблется в широких пределах — от 1 мм до мельчайших зерен, едва заметных при большом увеличении под микроскопом. Кристаллографическая форма включений, как правило, выражена неясно, и уловить сходство с октаэдром часто совершенно не удастся. Наблюдаются уплощенные по L_3 и удлиненные по L_2 остросереберные октаэдры с дополнительными ребрами на вершинах, но чаще — сложно деформированные октаэдрические кристаллики с притупленными вершинами и ребрами или же гантелеобразные, каплевидные и зерна более сложной формы, как и у гранатов (рис. 5).

При раздроблении кристалла алмаза хромшпинелиды, находящиеся внутри, обычно не освобождаются от алмаза в связи с тесным срастанием плоскостей (111) хромшпинелида с плоскостями (111) алмаза. Грани некоторых кристалликов хромшпинелида, так же как и включений граната, имеют ступенчато-пластинчатое строение, в связи с чем в некоторых случаях выглядят заштрихованными. Наблюдаются изометричные мелкие зернышки, похожие на шарики.

При наблюдении в бинокулярную лупу при сильном освещении иногда кромки кристалликов хромшпинелида в различной степени просвечивают коричневатым и буровато-вишневым цветом.

Для детального исследования включений хромшпинелида было раздроблено несколько алмазов. Рентгеноструктурными исследованиями одного из осколков уральского алмаза с находящимся внутри темным кристалликом была установлена принадлежность включения к кубической сингонии и замерена постоянная его решетки, которая оказалась равной $8,270 \pm 0,009$ kX.

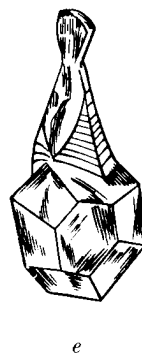
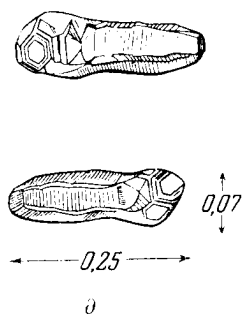
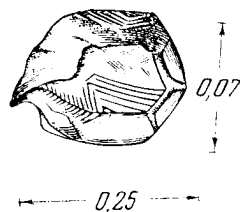
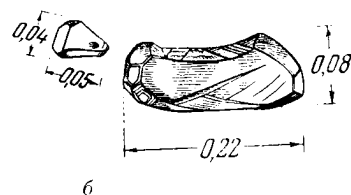


Рис. 5. Включения хромшпинелида в алмазе.

a — уплощенный кристаллик хромшпинелида, включенный в алмаз (фото); *б* — тот же кристаллик хромшпинелида. Рядом — включение оливина (размеры в миллиметрах, зарисовка); *в* — изометричный кристаллик хромшпинелида в алмазе (фото); *г* — то же включение (размеры в миллиметрах, зарисовка); *д* — удлиненный кристаллик хромшпинелида, извлеченный из алмаза (размеры в миллиметрах, зарисовка); *е* — сложенная форма кристаллика хромшпинелида, извлеченного из алмаза (зарисовка)

Для выяснения химического состава включения вначале был сделан спектральный анализ чистой алмазной крошки раздробленного кристалла, который выявил присутствие следующих элементов: С (основа), Si (небольшое количество), Al (мало), Mg (присутствует), Fe и Ca (следы). Затем были проанализированы два осколка этого же алмаза с включениями зерен темного рудного минерала, в результате чего дополнительно к указанным элементам были отчетливо установлены линии Fe, Cr и Ni.

В одном из сибирских алмазов темное рудное включение, выходящее на сколе наружу, было исследовано З. М. Свердловым микроспектральным методом, в результате чего были зафиксированы линии Fe, Cr и Al. Микрохимическим анализом того же рудного минерала В. К. Коноплевым установлены Fe, Cr, Al и Ca. Постоянная решетки этого включения оказалась равной $8,269 \pm 0,006$ кХ. Показатели преломления нескольких темных рудных зерен из различных кристаллов алмаза колеблются от 2,00 до 2,11.

Все приведенные данные подтверждают правильность отнесения подобного вида включений к группе хромшпинелида, и точнее, согласно их химическому составу и постоянной решетки, — к хромшпинелиту.

Включения алмаза. Кроме оливина, граната и хромшпинелида, в виде внутренних сингенетических включений в алмазах встречаются более мелкие кристаллики самих алмазов. Во всех наблюдавшихся случаях включенные кристаллики алмаза имели форму октаэдров с острыми ребрами. Иногда наблюдались изометрические октаэдры, но чаще они были уплощены или более сложно деформированы. Обычно с одной стороны кристаллик включенного алмаза имел сложные неровные поверхности, напоминающие скол, а с другой стороны — ясно выраженную октаэдрическую форму.

В литературе имеются сведения о том, что в алмазах были встречены включения округлых кристаллов алмаза (Вильямс, 1932). Среди рассмотренных нами образцов включения алмазов всегда были представлены острыебегными октаэдрами, иногда с пластинчатыми гранями, но ни разу не было встречено включение алмаза характерной для его кристаллов округлой формы (додекаэдронда или октаэдронда). Наблюдались случаи, когда часть включенного алмаза выходила на поверхность в каверне травления. При этом на вскрытой стороне включенного кристалла имелись элементы округлости, тогда как скрытая в алмазе часть представляла собой острыебегный октаэдр. Такого рода факты, наряду с целым рядом других признаков, подробно указанных А. А. Кухаренко (1954) и Ю. Л. Орловым (1959), свидетельствуют в пользу представлений об образовании округлых кристаллов алмаза в процессе растворения плоскогранных кристаллов, как это предполагали А. Е. Ферсман и В. Гольдшмидт (1911).

В некоторых случаях на гранях внутреннего кристаллика алмаза наблюдается графитовая пленка, иногда целиком покрывающая все грани включенного октаэдра алмаза. Такого вида включения могут быть легко приняты за октаэдры рудных минералов (хромита или магнетита).

Не менее интересную группу минералов составляют эпигенетические включения в кристаллах алмаза, образующиеся различным образом. Из эпигенетических включений в алмазах установлены графит, серпентин, кварц и гидроокислы железа.

Включения графита. Графит является наиболее часто встречающимся включением в кристаллах алмаза. Характер проявления графита в алмазах разнообразен, но во всех отмеченных случаях он является эпигенетическим образованием, возникшим за счет полиморф-

ного превращения алмаза, вызванного различными причинами, на что указывал уже ранее А. А. Кухаренко при описании уральских алмазов.

Часто наблюдается графитизация алмаза по плоскостям (111) по стенкам трещин вблизи различных включений внутри его. Иногда развивается только одна округлая пластина графита в виде дискообразного ореола, окружающая какое-либо включение (рис. 6, а, б), причем передко включение, расположенное в центре графитового диска, бывает очень незначительного размера и заметно лишь при большом увеличении.

Чаще графитизация алмаза вокруг включений по плоскостям (111) происходит в нескольких направлениях, в связи с чем графит образуется в виде розеток или лучистых форм вокруг включенного минерала (рис. 6, в, г). Передко большие внутренние трещины в алмазе близ включения бывают зачернены вследствие неполной и неравномерной графитизации стенок, как, например, это видно на рис. 3, в, г.

Как уже отмечалось, более мелкие кристаллики алмаза, включенные в алмаз, часто бывают покрыты графитовой пленкой сплошь или частично. Таким образом, одной из причин, обуславливающих появление графита в алмазах, являются напряжения, возникающие в алмазе вокруг включений.

Вторая причина графитизации алмаза — напряжения, возникающие на плоскостях двойникового срастания. Часто на плоскости срастания шпинелевых двойников наблюдаются игловидные выделения графита.

Как предполагает А. А. Кухаренко, коричневая окраска кристаллов алмаза, которые (все без исключения) представляют собой полисинтетические микродвойниковые образования, обусловлена дисперсным выделением графита на бесчисленных плоскостях срастания отдельных микродвойниковых пластин. Такое предположение хорошо увязывается с зональным характером этой окраски и с изменением ее при освещении различными источниками света. При люминесцентном свете эти кристаллы становятся серыми (дымчатыми), а при освещении обычными электрическими лампами накаливания — розовыми, коричневыми, коричневатокрасноватыми с лиловым оттенком.

В некоторых случаях приходится наблюдать, как графитовые включения в виде «хлопьев» переполняют весь кристалл алмаза, отчего он становится серым или совершенно черным. При этом графитовые «хлопья» располагаются беспорядочно, а не закономерно — по зонам роста кристалла алмаза, как это могло бы быть в случае захвата графита при кристаллизации алмаза. Возможно, что в таких случаях графитизация алмаза происходит вследствие сложности мозаичной структуры кристалла, который, по существу, представляет собой агрегат отдельных кристаллических блоков.

По мнению Вильямса (1932), присутствие графита в алмазах указывает на неоднократное изменение условий в магматическом расплаве, что определило чередование кристаллизации из расплава алмаза и графита. Однако характер и морфологические особенности графитовых включений в алмазах свидетельствуют о том, что графит не захватывался из расплава при кристаллизации алмаза, а образовывался позднее, путем графитизации самого алмаза в результате различных внутренних напряжений, возникающих вокруг включений, на плоскостях двойникового и т. п. Этот процесс происходил, очевидно, еще при относительно высокой температуре (не ниже 900—1000°), спроеобствовавшей процессу графитизации алмаза.

Включения серпентина. Включения серпентина в виде псевдоморфов по кристалликам оливина встречены нами в нескольких.

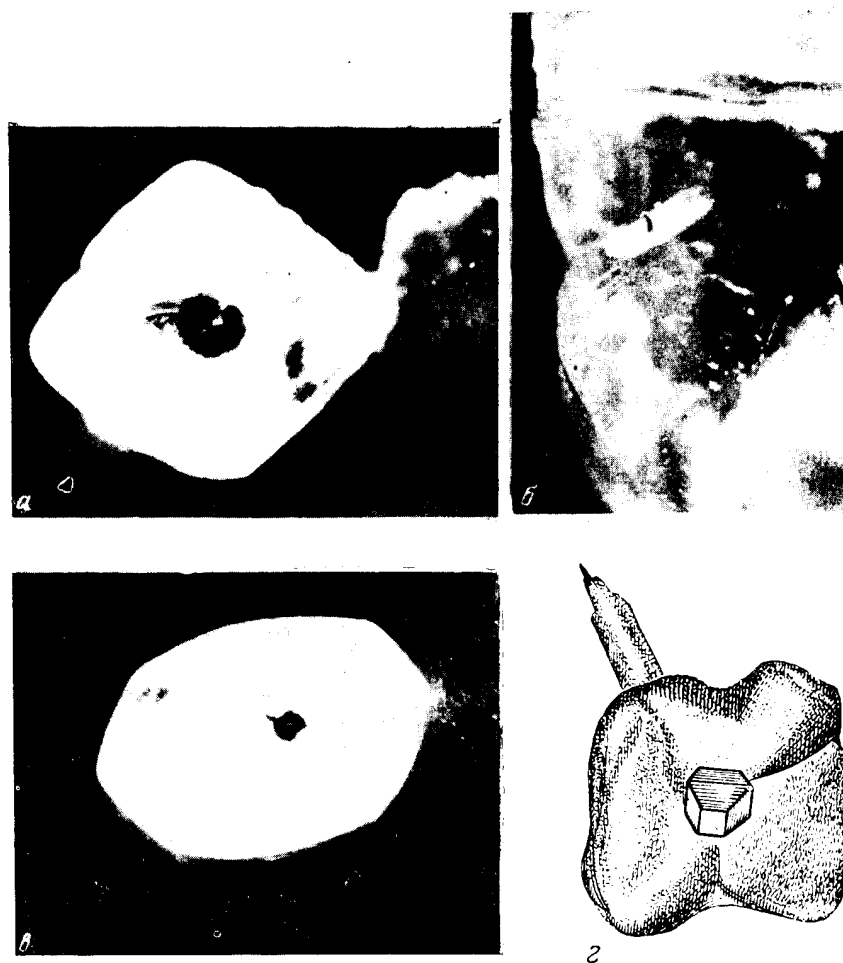


Рис. 6. Включения графита в алмазе.

а — диск графита вокруг прозрачного включения в алмазе (фото); б — диск графита вокруг включения мелкого кристаллика хромшпинелида (фото); в — развитие графита в виде лепестков по раковинчатым трещинкам вокруг кристаллика хромшпинелида в алмазе (фото); г — то же, зарисовка

кристаллах африканских алмазов; в уральских и сибирских алмазах подобные включения не наблюдались. Очень интересен сам факт развития псевдоморфоз серпентина по оливину, включенному в алмаз, что ранее никем не отмечалось. На это следует обратить особое внимание в связи с указаниями на включения в алмазах хлорита, флогопита и биотита, которые, по всей вероятности, также являются вторичными минералами, развивающимися по гранатам. Очевидно, при метаморфизме алмазоносной породы летучие компоненты могли проникнуть в алмаз по микроскопическим трещинкам и изменить первоначальные включения оливина и граната. О возможности обнаружения незаметных при обычном просмотре трещин в кристаллах алмаза сказано несколько ниже, при описании включений окислов железа.

На рис. 7 приведена зарисовка псевдоморфозы серпентина по хорошо выраженному кристаллику оливина. Серпентинизированные кристаллы оливина становятся мутновато-зеленоватыми, непрозрачными. Показатели преломления, замеренные у двух зерен серпентина из алмаза, оказались равными $N_g = 1,570$ и $N_p = 1,559 - 1,560$.

Включения кварца. Среди уральских алмазов изредка встречаются кристаллы, в кавернах и каналах разъедания которых обнаружены небольшие количества кварца, прочно сросшегося с алмазом. В большинстве случаев кварц катаклазирован и вместе с ним наблюдаются мелкие чешуйки серпидита. А. А. Кухаренко, ранее описавший эти включения в уральских алмазах, отмечал сходство этого вида поверхностных включений с цементом ордовичских конгломератов, развитых в пределах верховьев алмазоносных рек Урала, в которых известны находки алмаза.

Еще реже встречаются в каналах разъедания на поверхности алмаза приростки прозрачного, бесцветного и слабобуроватого кварца. Внутренних включений кварца в алмазах Урала, Сибири и в изученных нами кристаллах из зарубежных месторождений не наблюдалось.

Включения гидроокислов железа. В алмазах из различных месторождений нередко трещины и каверны травления бывают забиты гидроокислами железа или сильно ожелезненным глинистым материалом. Желтые и буро-красные гидроокислы железа иногда проникают глубоко внутрь алмаза по различного рода трещинам, в связи с чем алмаз или сrostок кристаллов алмаза кажется неравномерно окрашенным в желтый или красноватый цвет. В некоторых случаях совершенно красные гидроокислы заполняют трещинки по неровным поверхностям срастания двойниковых вrostков алмаза в алмаз и заполняют игольчатые и лучистые трещинки. Создается впечатление наличия игольчатых включений красного минерала, напоминающих волосовидные включения рутила в кварце из альпийских жил.

8 Труды Минералогич. музея, вып. 10

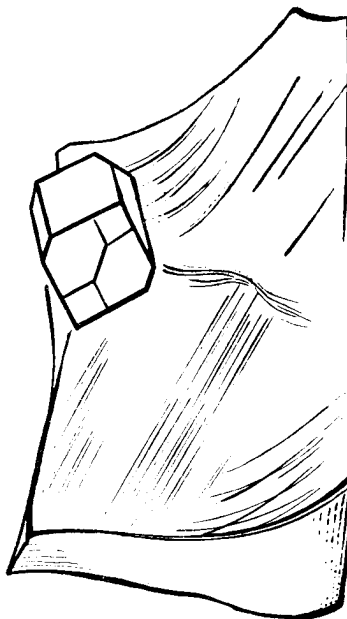


Рис. 7. Осколок алмаза с включением серпентина в виде псевдоморфозы по кристаллику оливина. Осколок получен после раздробления целого кристалла алмаза, с находящимися внутри него зелеными включениями (зарисовка)

В одном случае внутри уральского алмаза наблюдалось интересное включение хорошо ограненного кристаллика ярко-красного цвета. При исследовании алмаза в ультрафиолетовом свете, в котором он сильно люминесцировал синевато-голубым цветом, была обнаружена тончайшая трещинка, идущая от поверхности алмаза до включенного кристаллика. Стенки трещинки были очень слабо пигментированы окислами железа, и при обычном освещении трещинка была совершенно незаметна. Проникнув по трещинке, окислы интенсивно окрасили в красный цвет весь включенный кристаллик, оказавшийся, как показали исследования, оливином. Подобные случаи наблюдались также среди сибирских и африканских алмазов.

При люминесценции алмаза в ультрафиолете иногда легко обнаруживаются тончайшие трещинки, которые выделяются зеленовато-желтым свечением или темноватыми пятнами окислов, заполняющих трещинки.

* * *

После описания включений в кристаллах алмаза, изученных с применением точных методов диагностики, представляет большой интерес сравнить полученные результаты с известными по этому вопросу данными, имеющимися в литературе.

Можно составить большой список минералов, указываемых различными авторами (Зобринович, Гиевунев и др., 1957; Спенсер, 1924; Сэттон, 1928; Вильямс, 1932; Гюбелли, 1953) в качестве включений в алмазах: алмаз, графит, оливин, гранаты, хромдиоксид, авгит, энстатит, циркон, топаз, рутил, бруксит, кварц, биотит, флогопит, хлорит, шприт, пльменит, хромит, магнетит, гематит, гидроокислы железа, золото и медные соединения. Кроме того, упоминаются включения газовых пузырьков и изидкости.

Однако в опубликованных работах обычно не указывались константы включенных в алмаз минералов в доказательство правильности их определения; идентификация включений в большинстве случаев сделана визуально, по внешним признакам, на основании субъективных впечатлений. Часто не отмечалось, наблюдался ли минерал в виде сростка с алмазом или внутри его, что имеет большое значение.

Визуальное определение включений, основывающееся главным образом на внешней форме кристаллов и цвете минерала (без исследования их путем извлечения из алмаза и применения точных методов диагностики) приводит к ошибкам, которые создают путаницу в представлениях по данному вопросу.

Рассмотрим вероятность одновременной кристаллизации с алмазом и относительной распространенности в нем тех минералов, которые указываются в качестве включений (исключая графит и алмаз¹).

О л и в и н. Оливин встречается внутри кристаллов алмаза, и сингенетичность его с алмазом не вызывает сомнения. Однако ранее этот минерал либо совершенно не указывали среди включений в алмазах (например, для уральских и сибирских алмазов до 1956 г.), либо считали только вероятным включением, как, например, об этом писали Сэттон (1928) и Вильямс (1932) в монографиях о южноафриканских алмазах. Причина этого заключалась в том, что кристаллики оливина в алмазах чаще всего, очевидно, принимали за циркон и другие минералы. Проведен-

¹ Сингенетичность включений алмаза в алмазе не вызывает сомнений; энгенетический характер включений графита показан выше, при описании форм его проявления в алмазах.

ными исследованиями оливины с несомненностью установлены в уральских, сибирских, африканских и бразильских алмазах. Определенно можно говорить, на основании достаточно большого материала, что в уральских и сибирских алмазах оливин, наряду с гранатом и хромшпинелидом, является наиболее часто встречающимся включением. Аналогичное впечатление создается для африканских, бразильских и индийских алмазов, так как в кристаллах, которые мы исследовали, очевидно, находятся также наиболее обычные включения, оказавшиеся в различных случаях оливинами, гранатами и хромшпинелидами. Кроме того, основываясь на описании и морфологических особенностях видимых на фотографиях наиболее типичных включений, которые приводятся различными авторами, изучавшими алмазы из зарубежных месторождений, но не применявших точных методов диагностики, можно сделать вывод, что часто идентификация их сделана неправильно. Включения, отнесенные к циркону или другому минералу, в действительности являются оливинами, гранатами или хромшпинелидами. Это дает основание предполагать, что эти минералы также наиболее распространены в алмазах из африканских, бразильских и других месторождений¹.

Г р а н а т ы. Одновременная кристаллизация граната и алмаза в магматическом расплаве доказывается фактом нахождения граната внутри кристаллов алмаза. Включение этого минерала в уральских и сибирских алмазах было установлено только после детальных исследований их с применением точных диагностических методов — рентгеноструктурного анализа и иммерсионных исследований. До этого прозрачные, бесцветные и слабо окрашенные гранаты в алмазах обычно принимались за другие минералы и идентифицировались как алмаз, циркон, пузырьки газа или отмечались как неизвестные минералы. Гранаты в африканских алмазах ранее указывались в качестве включений Сэттоном (1928) и Вильямсом (1932), но данных об их оптических свойствах и о постоянных решетках, никто не приводил, поэтому о составе гранатов определенно судить было невозможно. Сэттон в виде предположения указывал на гессонит, относил к нему включения «цвета корицы», но, судя по его описанию, он, вероятно, принимал за гранат хромшпинелид, форма которого в алмазах иногда напоминает ромбододекаэдр (см. рис. 3). Включение гессонита — железистой разновидностиgrossулира — маловероятно, так как при раздроблении африканских алмазов извлеченные из нескольких кристаллов зерна граната имели желтый цвет и показатель преломления 1,760—1,761, т. е. соответствующий железистому ирону (родолиту), а в алмазах из других месторождений (Урала и Сибири) устанавливаются гранаты только пиральситовой группы.

Как уже отмечалось при рассмотрении оливина, гранаты также являются наиболее распространенным включением в алмазах. Ранее они не указывались как часто встречаемые включения, так как их почти всегда неправильно относили к другим минералам.

Х р о м д и о н е н д и д р у г и е и р о к с е н ы. При исследовании включений широксены в алмазах нами не были встречены. Вильямс относил к хромдиониду изумрудно-зеленые включения, находящиеся внутри алмаза. Им же описаны сростки хромдионсида с алмазом. Сэттон указывает в руднике Фюорсепод одну находку алмаза с многочисленными зелеными включениями, которые он отнес к хромдионсиду. Недавно подобное включение, но также без точных определений, было указано

¹ Широкая распространенность оливина в южноафриканских алмазах подтверждается в работах Митчелла и Гвардини (1953).

М. А. Гневуневым в работе «Алмазы Сибири». Очевидно, хромдиоксид встречается как включение в алмаз, но значительно реже, чем оливин, гранаты и хромшпинелид.

Приведем выдержку из описания Сэттоном (1928) включений пироксенов в южноафриканских алмазах. «Определить их не всегда бывает легко ввиду того, что большинство включений, заключенных в трещиноватые поверхности, найдено было лишь после того, как кристаллы алмаза были обработаны плавиковой кислотой и когда оставалось небольшое количество их первоначального вещества (т. е. вещества включения. — Ю. О.). Хромовый диоксид определяется, однако, как грязное пятно в кристалле алмаза... Из других зеленых пироксенов возможны включения авгита и энстатита» (стр. 42).

Как видно из этого описания, в некоторых случаях пироксены были встречены в виде сростков с алмазом, а не как внутренние включения. Каких-либо точных данных о свойствах пироксенов в алмазах никто не приводит. Необходимо произвести детальные исследования включений, относимых к пироксенам, чтобы считать их определенно установленными.

Ц и р к о н. Циркон, как минерал, встречаемый в виде включений в алмазах, указывается многими авторами. Однако в монографиях Сэттона и Вильямса об этом говорится недостаточно определенно. Сэттон пишет: «Есть основания предполагать, что циркон является включением, хотя и редким. Несколько зерен цвета корицы, конечно, могут оказаться цирконом, а не гранатом. Включения цвета меда могут оказаться цирконом или алмазом» (1928, стр. 41). Без приведения каких-либо констант, со ссылкой на предыдущих исследователей, о цирконе как о включении в алмазе упоминал и Вильямс (1932). Он приводит фотографии очень интересных включений, которые в поляризованном свете обнаруживают ясное двулучепреломление и высокие цвета интерференции, что и послужило основанием предположительно отнести эти включения к циркону¹.

Оригинальные исследования были проведены на одном уральском алмазе А. А. Кухаренко. На основании изучения спектра поглощения в ультрафиолетовой области, полученного для цирконов, зажатых между двумя пластинками алмаза, и сравнения его со спектром поглощения в этой же области, полученным от алмаза с включениями, А. А. Кухаренко делает вывод, что включения являются цирконами. Впоследствии подобные исследования были проведены на сибирских алмазах Н. А. Бобковым, который не получил удовлетворительных результатов и критически отнесся к предложенной методике.

Как известно, ультраосновные изверженные породы по сравнению со всеми другими крайне бедны цирконом, и сам минерал циркон характерен для магм щелочного и кислого ряда. Однако проявление циркония не в рассеянном состоянии, а в виде самостоятельного минерала известно в породах основного и ультраосновного состава. Имеются сведения о присутствии циркона в сибирских траппах; редкую аксессуарную вкрапленность циркона отмечал А. А. Кухаренко в габбро-диабазе западного склона Урала и в нерастворимом остатке ряда проб из пироксенитов и периодотитов массива Косвинского Камня. Известны порфиновые вкрапленники циркона в базальтах Германии (Ункель).

В самих кимберлитах цирконы в некоторых случаях в большом количестве встречаются в тяжелой фракции, что отмечал, например, Вильямс

¹ Судя по фотографии, приводимой Вильямсом, включения, называемые им цирконом, в действительности являются оливинами.

(1932). Он указывает, что основная масса циркона в кимберлитах связана не с различными горными породами (гранитами, сиенитами, гнейсами и кристаллическими сланцами), которые прорваны кимберлитовыми трубками, а главным образом с цирконсодержащими пироксенитами — родственными кимберлитам породами, встречающимися в виде ксенолитов в кимберлитах. Но наряду с этим Вильямс отмечает, что в основной массе самого кимберлита циркон встречается исключительно редко.

В приводимых в литературе химических анализах кимберлитов (африканских, сибирских и др.) ZrO_2 не отмечается.

В связи с отсутствием определений констант у включенных в алмаз минералов, относимых различными авторами к циркону, присутствие его в кристаллах алмаза следует считать совершенно недоказанным. Исходя из представлений о химизме перидотитового расплава, в котором происходит кристаллизация алмаза, одновременное образование циркона и алмаза мы считаем маловероятным.

Можно уверенно говорить, что за циркон чаще всего принимались кристаллики оливина псевдотетрагонального облика и реже — гранаты в виде несколько вытянутых по оси L_4 ромбододекаэдрических кристаллов.

Т о п а з. В настоящее время генетическую связь алмазов с гипербазитовой магмой следует считать единственно определенной. Исходя из представлений об условиях кристаллизации алмаза, нахождение топаза в виде включения, образовавшегося одновременно с алмазом, по нашему мнению, невероятно. Очевидно, за топаз ошибочно был принят кристаллик оливина или граната.

Р у т и л и б р у к и т. Включение этих минералов в алмаз различные авторы указывают предположительно, поэтому считать рутил и брукит установленными включениями в алмазе нет оснований.

К в а р ц. Включение таблитчатого врослка кварца в бразильском алмазе было описано Колони (1923), который считал, что кварц сингенетичен алмазу, и на основании этого высказывал мысль о связи бразильских алмазов с кислыми породами. Позднее эти же включения исследовал Корренс (1931), доказавший, что все включения кварца в бразильских алмазах вторичны и связаны с трещинками. Совсем недавно это же мнение было высказано Брюэ (Bruet, 1955), который считает, что нахождение бразильских алмазов в гранитовых и других кислых породах следует признать недоказанным.

Как уже отмечалось, сростки кварца с алмазом найдены в россыпях Урала, но кварц является сохранившимися кусочками вторичной вмещающей породы, прочно припаянными к алмазу.

Болл (Ball, 1930), по данным Петцольда и Гопперта, сообщает о присутствии кварца в индийских алмазах.

Отметим тот факт, что включения и сростки алмаза с кварцем указываются при исследовании алмазов из месторождений таких областей, где известны вторичные коллекторы алмазов — конгломераты с кварцевым цементом и кварцитами. В южноафриканских алмазах, связанных с кимберлитами, как отмечает Вильямс, кварц не был найден.

Иногда включения прозрачных минералов в алмазе без всякого основания относят к кварцу (Гюбелин, 1953), что служит причиной неправильных суждений об условиях образования алмаза.

Судя по выявленной группе сингенетичных с алмазом минералов, по химизму алмазоносного магматического расплава и температуре его кристаллизации, никаких предпосылок к появлению кварца из одного расплава с алмазом не имеется.

Хлорит, биотит и флогопит. Включение этих минералов в алмаз указывает Вильямс (1932) на основании данных Райта, Бауера и Спенсера. Все эти минералы содержат группу ОН и образуются в определенных условиях. Поэтому очень важно иметь несомненные доказательства их сингенетичности алмазу (что в некоторых случаях принимается без достаточных обоснований).

В связи с находками внутри алмаза серпентина в виде псевдоморфоз по оливину, как это указывалось выше, нам представляется вполне возможным аналогичное образование хлорита, биотита и флогопита путем более позднего разложения гранатов, включенных в алмаз. Это обычно наблюдается для гранатов в кимберлитах.

Пирит. Включение пирита в алмаз указал Сэттон (1928). Он пишет, что пирит — одно из случайных включений и встречен в виде сростка с алмазом. Вполне очевидно, что пирит является очень редким включением и генетическое взаимоотношение его с алмазом по имеющимся данным установить трудно.

Ильменит. Ильменит, как вероятное включение, указывают почти все авторы, исследовавшие включения в алмазах, однако ни одного убедительного доказательства, с приведением каких-либо констант, никто не приводит. Вполне понятно, что ильменит, встречающийся как один из основных минералов в кимберлитах вместе с пиронами, хромдиопсидами и оливинами и обладающий ясно выраженными типоморфными особенностями, свидетельствующими о тесной генетической связи с указанными минералами¹, может считаться одним из наиболее вероятных включений. Многие авторы принимали за ильменит темные включения хромшпинелида в алмазах, чему способствовала искаженная форма включений, часто имеющих пластинчатый и таблитчатый облик.

Несмотря на достаточно большое количество исследованных рудных включений, в кристаллах алмаза нами ильменит не встречен. Можно сделать вывод, что из рудных минералов среди включений, безусловно, преобладает хромшпинелид; если же ильменит и встречается в алмазах, то это включение относительно редкое.

Хромит. Многие исследователи ранее указывали включение в алмаз хромита, за который принимали черные октаэдрические кристаллики внутри алмаза. Проведенные исследования показали, что из темных, непрозрачных или слабопросвечивающих по краям минералов в алмазах обычно присутствует хромшпинелид, близкий к хромпикотиту.

Вследствие разнообразия форм выделения хромшпинелида в алмазе, ранее при визуальных определениях его, очевидно, во многих случаях относили к гранатам, гематиту, ильмениту и магнетиту. Поэтому о распространенности его в алмазах правильного представления не было.

Хромшпинелид встречается в алмазах с гранатом и оливином, иногда — все вместе в одном кристалле, и сингенетичность его с алмазом, так же как граната и оливина, не вызывает сомнений.

Гематит. Впервые включение гематита в алмазе было указано Когеном (Cohen, 1876). Однако автор только предполагал, что исследованные им рудные включения являются гематитом. Впоследствии в справочной литературе гематит указывался (и указывается до сих пор) уже как установленное включение в алмазе. Сэттон (1928), изучавший включение в южноафриканских алмазах, писал, что Коген «дал начало заблуждению, которое еще не уничтожено».

¹ Типоморфизм ильменита из кимберлитов заключается в обогащенности MgO и Fe_2O_3 и повышенной магнитности, что отмечается для южноафриканских, а также для сибирских месторождений.

Учитывая, с одной стороны, низкий кислородный потенциал среды, в которой кристаллизуется алмаз, и, с другой стороны, термическую диссоциацию гематита, которая происходит при температуре приблизительно $800-900^{\circ}$, т. е. ниже вероятной температуры кристаллизации алмаза ($1000-1500^{\circ}$), сингенетичное образование гематита и алмаза в магматическом расплаве следует считать невероятным. Очевидно, за гематит принимали просвечивающие по краям вишнево-красным цветом уплотненные включения хромшпинелида.

Магнетит. В 1924 г. Спенсер изучил включение в кристалле алмаза и отнес его к магнетиту. Сэттон (1928) и Вильямс (1932), основываясь на этих данных, считали включение магнетита весьма вероятным и указывали его в своих работах. Поскольку монографии Сэттона и Вильямса являлись одними из основных работ по алмазам, естественно, включение магнетита в алмазах всегда указывается и во всех последующих работах.

За магнетит легко могли быть приняты октаэдры хромшпинелида, а еще более вероятно — включения мелких октаэдров алмаза с графитизированными поверхностями. Из-за отсутствия точных данных, уверенности в правильности идентификации включений и отнесения их к магнетиту быть не может.

Газовые пузырьки и жидкость. Как правило, в литературе указывается включение в алмазах пузырьков газа и жидкости. Несмотря на многие тысячи кристаллов, просмотренных нами с целью исследования включений, — жидкости и газовых пузырьков с жидкостью или без нее встречено не было. Уместно привести высказывание Сэттона: «Включение, часто указываемое в руководствах, но не доказанное в природе, — это пузырьки двуокиси жидкого углерода в условиях огромного давления. Другой излюбленный миф представляет газ, сжатый до такой степени, что он делает алмаз почти опасным взрывчатым веществом» (1928, стр. 42).

Некоторые авторы (Гюбелин, 1953) считают включением газа белые, в виде облака, образования внутри кристаллов алмаза. Однако ничем не доказывается их газовая природа. Наличие газа и жидкости в кристаллах алмаза до сих пор достоверно не определено. При описании этого рода включений тщательная документация и доказательство газовой-жидкой природы совершенно необходимы для того, чтобы считать это определенно установленным, что очень важно для интерпретации условий образования алмаза. Частые указания на присутствие газовых пузырьков могут быть объяснены тем, что изометричные, почти совершенно округлые мелкие включения прозрачных кристалликов оливина очень напоминают пузырьки газа. Это, в связи с указанием в литературе на газовой-жидкие включения, очевидно, нередко приводит к ошибкам, как это было, например, при описании различными минералогами уральских и сибирских алмазов.

Гидроокислы железа и др. Включения гидроокислов железа, медных окислов, а также сростки алмаза с золотом и различными другими минералами и веществами могут образоваться при метаморфизме вмещающих пород, первичных или вторичных, в аллювиальных отложениях и т. д. Наиболее обычными из включений этого типа являются включения гидроокислов железа.

При описании включений ранее многие авторы не обращали достаточного внимания на разделение сингенетических и эпигенетических включений в алмазах, что в некоторых случаях приводило к ошибочным представлениям об условиях их образования и о связи алмазов с различными породами.

Проведенными работами установлены основные, наиболее часто встречаемые в виде включений в алмазах минералы: оливин, гранаты и хромшпинелиды, образующиеся одновременно с алмазом и захватывающиеся им при кристаллизации, а также графит и серпентин, являющиеся эпигенетическими образованиями, развивающимися, соответственно, по алмазу и оливину, и, наконец, кварц и гидроокислы железа, проникающие в алмаз по трещинкам и различным каналам травления. (возникшим в эндогенных условиях).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б о б р и е в и ч А. П., Г н е в у ш е в М. А., К и н д Н. В., С а р с а д с к и х Н. Н. и др. Алмазы Сибири. Гостеолтехиздат, 1957.
- В и н ч е л л А. Н. Оптическая минералогия. Изд-во иностр. лит-ры, 1949.
- К у х а р е н к о А. А. Об округлых кристаллах алмаза.— Ученые записки ЛГУ имени А. А. Жданова. Кристаллография и кристаллохимия, 1954.
- М и х е е в В. И. и др. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава.— Записки Всес. минер. об-ва, серия 2, ч. 85, вып. 4, 1956.
- О р л о в Ю. Л. К вопросу о генезисе округлых форм кристаллов алмаза.— Труды Минер. музея АН СССР, вып. 9, 1959.
- Ф у т е р г е н д л е р С. И. Исследование включений в алмазах методом рентгеноструктурного анализа.— Записки Всес. минер. об-ва, серия 2, ч. 85, вып. 4, 1956.
- B a l l Bg. S. H. Diamond sources other than kimberlite.— Congr. Intern. Miner., Mét., Geol. appl., 1930.
- B r u e t Ed. Considerations sur le diamant et sa géologie.— Bull. Mus. nat. hist. natur., v. 27, № 4, 1955.
- C o h e n E. Über Einschlüsse in Südafrikanischen Diamanten.— N. Jb. Miner., 1876.
- C o l o n y R. An unusual quartz-diamond intergrowth.— Amer. J. Sci., Ser. V, № 29, 1923.
- C o r r e n s C. W. Über Diamanten mit Quarzenlagerungen.— Zs. Krist., Bd. LXXX, 1931.
- F e r s m a n n A., G o l d s c h m i d t V. Der Diamant. Heidelberg, 1911.
- G u b e l i n S. J. Inclusions as a means of gemstone identification. Los Angeles, 1953.
- M i t c h e l l R. S., G i a r d i n i A. A. Oriented olivine inclusions in diamond.— Amer. Miner., v. 38, № 1—2, 1953.
- S p e n c e r L. J. An inclusion of magnetite in diamond.— Miner. Mag., № 107, 1924.
- S t r u n z H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, 1957.
- S u t t o n J. R. Diamond (a descriptive treatise). London, 1928.
- W i l l i a m s A. The genesis of the diamond. London, 1932.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

В. М. СЕНДЕРОВА

МЕТОДЫ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГИПОГЕННЫХ
И ГИПЕРГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ВИСМУТА

Висмут как химический элемент известен с XIV столетия. В XVI в. его стали применять в виде окиси для изготовления красок. Кларк висмута $1 \cdot 10^{-5}$, радиус иона Bi^{+++} — $1,20 \text{ \AA}$. Висмут находится в главной подгруппе пятой группы периодической системы элементов Д. И. Менделеева. Атомный вес его 209. По своей распространенности в природе висмут занимает такое же место, как сурьма, ниобий, тантал, платина, серебро, таллий, индий.

К числу гипогенных минералов висмута относятся:

Самородный висмут — Bi	Клапротит — $\text{Cu}_6\text{Bi}_4\text{S}_9$
Висмутистое золото — (Au, Bi)	Ширмерит — $\text{PbAg}_4\text{Bi}_4\text{S}_9$
Мальдонит — Au_2Bi	Арамайонит — $\text{Ag}(\text{Sb}, \text{Bi})\text{S}_2$
Вясмутин (висмутинит, висмутовый блеск) — Bi_2S_3	Матильдит — AgBiS_2
Тетрадимит — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	Эмплектит — CuBiS_2
Теллуробисмутит — Bi_2Te_3	Бенжаминит — $\text{Pb}(\text{Cu}, \text{Ag})\text{Bi}_2\text{S}_4$ (?)
Грюнлинит — Bi_4TeS_3	Хаммарит — $\text{Pb}_2\text{Cu}_2\text{Bi}_4\text{S}_9$ (?)
Жозеит — $\text{Bi}_3\text{Te}(\text{S}, \text{Se})$ (?)	Козалит — $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$
Пильзенит (верлит) — Bi_3Te_2 (?)	Кобеллит — $\text{Pb}_2(\text{Bi}, \text{Sb})_2\text{S}_5$
Гуанахуатит — $\text{Bi}_2(\text{S}, \text{Se})_3$	Виттит — $\text{Pb}_5\text{Bi}_6(\text{S}, \text{Se})_{14}$ (?)
Виттихонит — Cu_3BiS_3	Линдстрёмит — $\text{PbCuBi}_3\text{S}_6$
Рионит (висмутистый теннантит) — $(\text{Cu}, \text{Fe})_{12}(\text{As}, \text{Bi})_4\text{S}_{13}$	Рецбанит — $\text{Cu}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_{10}\text{S}_{19}$ (?)
Беегерит — $\text{Pb}_6\text{Bi}_2\text{S}_9$	Галеновисмутит — PbBi_2S_4
Гунгаррит — $\text{Pb}_4\text{Bi}_2\text{S}_7$	Вейбуллит — $\text{PbBi}_2(\text{S}, \text{Se})_4$
Лилянит — $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$	Платинит — $\text{PbBi}_2(\text{S}, \text{Se})_3$
Вартаит — $\text{Pb}_4\text{Bi}_2\text{S}_7$	Чивнатит — $\text{Pb}_3\text{Bi}_8\text{S}_{15}$ (?)
Айкинит — PbCuBiS_3	Аляскаит — $\text{Pb}(\text{Ag}, \text{Cu})_2\text{Bi}_4\text{S}_8$ (?)
	Гладит — $\text{PbCuBi}_5\text{S}_9$

Из перечисленных минералов наиболее распространенными являются самородный висмут и висмутин. Остальные минералы висмута встречаются значительно реже, хотя и образуют в некоторых месторождениях повышенные концентрации.

В зоне окисления первичные сульфидные минералы висмута подвергаются выветриванию. При этом первоначально образуется сульфат висмута, который чрезвычайно неустойчив и гидролизуется даже в кислых рас-

творах, по-видимому, переходя в основные сульфаты, в конечном итоге замещающиеся окисью висмута. При наличии CO_2 в водах гидролитический распад висмутовых сульфатов может предупреждаться или же он сопровождается осаждением висмута в виде основных карбонатов — соединений, столь же трудно растворимых, как и окиси висмута.

Карбонаты могут возникать и из окислов висмута, в результате взаимодействия последних с водами, несущими CO_2 (аналогично образованию церуссита из англезита); именно этим путем, возможно, и происходит замещение окиси висмута (Bi_2O_3) карбонатными минералами.

При окислении сульфовисмутитов в основном наблюдаются аналогичные явления, и висмут в этом случае прежде всего связывается в виде окиси или основных карбонатов.

В зоне окисления висмут, по сравнению с цинком, медью, свинцом и другими элементами, мигрирует очень слабо, вследствие быстрого гидролиза его соединений. Поэтому характерной формой выделения вторичных (гипергенных) минералов висмута являются псевдоморфозы по исходным первичным висмутовым минералам.

Висмут оказывается в зоне окисления менее подвижным элементом, нежели сурьма и только в случае длительного воздействия поверхностных вод или весьма повышенной кислотности растворов можно ожидать некоторого выноса висмута из окисленных руд.

К гипергенным (вторичным) минералам висмута относятся:

Бисмит — Bi_2O_3	Бисмутит — $(\text{BiO})_2\text{CO}_3$
Сплениит — Bi_2O_3	Вальтерит — основной карбонат висмута
Русселит — $(\text{Bi}_2\text{W})\text{O}_3$	Беиерит — $\text{Ca}(\text{BiO})_2(\text{CO}_3)_2$
Бисмутотанталит — $\text{Bi}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$	Миксит — $\text{Cu}_{10}\text{Bi}(\text{AsO}_4)_5(\text{OH})_8 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Бисмоклит — BiOCl	Вальпургит — $\text{Bi}_{10}\text{U}_3(\text{AsO}_4)_4\text{O}_{16} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Добреит — $\text{BiO}(\text{OH}, \text{Cl})$	Нухерит — BiVO_4

Наиболее распространенным гипергенным минералом висмута является бисмутит. Некоторые из этих минералов наблюдаются в повышенных количествах, как, например, бисмоклит в составе руд зоны окисления.

МЕТОДИКА ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МИНЕРАЛОВ ВИСМУТА

Количественному определению висмута и его отделению от свинца и меди (в особенности от свинца) посвящено много работ.

В монографии по аналитической химии висмута А. И. Бусев (1953) приводит 1346 ссылок на различные методы определения и отделения висмута от сопутствующих ему элементов. Основная часть этих работ носит полемический характер, но сама цифра ссылок подтверждает трудность химического определения, вернее — отделения висмута, главным образом от свинца. Прежде чем приступить к работе с этой сложной группой минералов, автором были проверены методы, наиболее рекомендованные в литературе (Волков, 1945; Коваленко, 1939; Коваленко и Мальцев, 1939; Остроумов, 1939; Этеридж, 1950; Мозер и Максимович, 1925; Пинкус и Дерьне, 1928).

Этеридж (1950) применял отделение свинца в виде сульфата от висмута в смесях, содержащих по 30—70% каждого металла. Полученный при температуре отдымливания (250°) сернокислый свинец, по словам Эте-

риджа, был свободен от висмута. Значительное соосаждение висмута наблюдалось при сильном отдымливании и при высокой температуре (300—400°). Однако серия опытов, поставленная автором, подтвердила, что этот метод требует доработки.

Проверка метода Этериджа показала, что этот метод, с некоторыми уточнениями (пересаживание осадка свинца) и при указанной выше температуре может быть рекомендован для отдельных определений свинца в присутствии висмута.

Проверкой остальных методов установлено, что метод Э. А. Остроумова (1939), основанный на применении смеси пиридина и азотнокислого пиридина, взятых в определенном отношении, для изученного автором материала оказался непригодным вследствие неполноты осаждения висмута.

Фосфатный метод П. Н. Коваленко (1939) отделения висмута от свинца, впервые предложенный в 1906 г. Мозером (1909), был проверен несколькими учеными, и в 1931 г. специальная комиссия показала невозможность количественного отделения висмута от свинца осаждением висмута в виде фосфата.

К такому же выводу пришли П. Н. Коваленко и А. Н. Мальцев (1939), а также автор настоящей работы.

Метод Фейглия и Ордельта (1925) нами недостаточно проверен, поэтому мы воздерживаемся от его критики.

Мозер и Максимович (1925) считают одним из наиболее точных методов отделение висмута путем гидролиза с бромид-броматной смесью, в результате чего висмут одновременно отделяется от свинца и меди. Наши исследования показали, что этот метод очень кропотлив и сложен. По мнению Э. А. Остроумова, медь может при этом восстановиться до Cu_2Br_4 и адсорбироваться осадком бром-окиси висмута.

В процессе работы мы остановили выбор на осаждении висмута купферроном по методу Пинкуса и Дерние (1928).

Купферрон $\text{C}_6\text{H}_5\text{N}(\text{NO})\text{ONH}_4$, аммонийная соль нитрозофенилгидроксиламина, представляет собой очень ценный реактив для применения в количественном анализе, потому что осаждение происходит в сильноокислых растворах. Осадки, образуемые купферроном, являются солями, в которых аммонийный радикал реактива замещен металлом. Осаждение производится в охлажденном льдом растворе, содержащем свободную минеральную кислоту. Сущность указанного метода разделения висмута — свинца состоит в осаждении висмута купферроном из однонормального азотнокислого раствора при температуре не выше 10°. Осадок купферроната висмута не растворяется в минеральных кислотах, вследствие чего практически возможно производить отделение висмута от таких элементов, как Ag, Pb, Sb^V , As, Al, Cr, Mn, Ni, Co и Zn.

Осадок купферроната висмута легко переходит при прокаливании в Bi_2O_3 , который и взвешивается.

В нашей работе с указанными минералами выяснилось, что метод осаждения висмута купферроном, в том виде, как он изложен Пинкусом и Дерние (1928), оказался недоработанным. Так, например, авторы не упоминают в своей работе о меди, а как известно, медь довольно часто входит в состав минералов висмута.

Проверка определения висмута осаждением купферроном в присутствии меди показала, что медь соосаждается осадком купферроната висмута. Осадок купферроната висмута, содержащий медь, при прокаливании плавится, цвет расплава — зеленый. Вследствие этого возникла необходимость провести дополнительные опыты, чтобы выяснить влия-

ние меди на определение висмута. В качестве реагентов были взяты металлический висмут, электролитическая медь и металлический свинец.

Опыты, проведенные на синтетических смесях Bi, Cu и Bi, Cu и Pb, показали, что определение висмута осаждением купферроном в указанных смесях возможно только при условии предварительного отделения его от меди. Для этого висмут сначала выделяют из азотнокислого раствора, а если есть свинец, то вместе со свинцом — осаждением аммиаком с небольшим количеством углекислого аммония в присутствии коагулятора — алюмоаммиачных квасцов. Медь при этом остается в растворе.

Способы разложения минералов висмута в зависимости от их состава различны.

1. Первичные минералы висмута, в состав которых входят Bi, Pb, Cu, S, Fe, легко разлагаются азотной кислотой при слабом нагревании.

2. Минералы висмута, в состав которых, кроме указанных элементов, входят сурьма и мышьяк, в одной азотной кислоте не разлагаются; в этих случаях навеску обрабатывают сначала азотной кислотой при нагревании, а нерастворимый остаток отфильтровывают, сжигают в азотной и серной кислотах.

3. Некоторые гипергенные минералы висмута содержат, кроме указанных выше элементов, еще вольфрам и молибден или только один вольфрам. В этом случае рекомендуется навеску очень тонко измельчить и обработать азотной кислотой, выпаривая досуха на водяной бане.

Анализ Bi — минерала, в состав которого входят Ag, Bi, Pb, Cu, Fe, Al, Ca и Mg, может быть выполнен из одной навески.

О п р е д е л е н и е с е р е б р а. Навеску 0,25—0,30 г разлагают в 10 мл азотной кислоты при слабом нагревании на электроплитке или сетке (не доводя до кипения) в стакане емкостью 200—250 мл, прикрыв его часовым стеклом. По окончании разложения содержимое стакана разбавляют горячей водой до объема 20—25 мл и отфильтровывают нерастворимый остаток через маленький фильтр (белая лента). Осадок на фильтре промывают 3—4 раза небольшими порциями горячей воды, слегка подкисленной азотной кислотой. Фильтрат, объемом не более 35 мл, нагревают до кипения, прибавляют 2—3 капли соляной кислоты (уд. вес 1,19) и оставляют в темном месте на 12 часов (стакан обвертывают темной бумагой). Выделившийся осадок AgCl отфильтровывают через взвешенный тигель Шотта (№ 4), промывают горячей водой, содержащей одну-две капли соляной кислоты, и доводят объем фильтрата приблизительно до 100 мм.

Тигель, содержащий AgCl, высушивают сначала при 100°, затем при температуре 130—150° и взвешивают; осадок AgCl в тигле растворяют в горячем растворе NH_4OH (1 : 1), отфильтровывают и промывают горячей водой, содержащей несколько капель NH_4OH . Тигель вновь высушивают при указанной температуре. Разность в весе тигля с осадком AgCl и после его растворения соответствует истинному весу AgCl.

Определение висмута, свинца и меди

Фильтрат после выделения серебра, содержащий Bi, Pb, Cu, Fe, Al, Ca и Mg, нагревают приблизительно до 50—60° и пропускают через него сероводород в течение 20—30 минут, до полной коагуляции осадка. При этом выпадает черного цвета осадок сульфидов (Bi, Pb и Cu). После отстаивания в течение нескольких часов осадок отфильтровывают через

фильтр (белая лента) и промывают сероводородной водой (9—10 раз). В фильтрате остаются Fe, Al, Ca и Mg.

Развернув фильтр с осадком, струей горячей воды из промывалки осадок сульфидов смывают с фильтра в стакан, в котором происходило осаждение, а затем фильтр смачивают азотной кислотой из капельницы и снова смывают струей горячей воды. Фильтр должен быть совершенно чистым. В случае, если с фильтра не удастся смыть полностью осадок, оставшиеся на фильтре следы висмута определяют колориметрически.

Отделение висмута и свинца от меди производится осаждением висмута и свинца в азотнокислом растворе при помощи аммиака и углекислого аммония в присутствии коагулятора — алюмоаммиачных квасцов. Медь при этом остается в растворе в виде аммиачного комплекса.

В нагретый азотнокислый раствор указанных металлов, объемом 100—150 мл, прибавляют 8 мл 1 %-ного раствора алюмоаммиачных квасцов, аммиак до нейтральной реакции, 0,2—0,3 г углекислого аммония, затем немного мацерированной бумаги и еще аммиака — до появления его запаха; нагревают смесь до кипения и оставляют стоять 1—2 часа на горячей водяной бане, следя за тем, чтобы раствор оставался все время аммиачным. Осадок, содержащий висмут и свинец, отфильтровывают через фильтр (белая лента) и промывают горячей водой, содержащей несколько капель аммиака. Медь, как указано, будет находиться в фильтрате в виде растворимого аммиачного комплекса. Осадок Bi и Pb переосаждают как указано выше. В фильтрате определяют медь, в зависимости от ее содержания, электролитическим или колориметрическим методом (см. стр. 127).

Следующей операцией является осаждение висмута купферроном и определение свинца в купферроновом фильтрате.

О п р е д е л е н и е в и с м у т а. Свежеосажденный осадок висмута и свинца смывают струей горячей воды из промывалки в стакан, в котором происходило осаждение; смачивают фильтр из капельницы азотной кислотой и затем снова смывают горячей водой.

Азотнокислый раствор висмута и свинца, объемом 100—150 мл, нейтрализуют аммиаком до появления мути. Муть растворяют 1—2 каплями азотной кислоты; если она растворяется не полностью, то после прибавления 6,3 мл азотной кислоты (уд. вес 1,4) на каждые 100 мл объема раствор становится прозрачным (6,3 мл HNO_3 соответствуют однонормальной концентрации раствора).

Висмут осаждают на холоду (при температуре не выше 10°) водным 5 %-ным раствором купферрона, прибавляя его по каплям из бюретки при постоянном помешивании стеклянной палочкой. Купферрон прибавляют из расчета 15 мл на 0,1 г навески минерала. Избыток купферрона не мешает.

При указанной концентрации азотной кислоты и при температуре раствора не выше 10° висмут количественно отделяется от свинца в виде купферроната висмута. Осадок купферроната висмута, состав которого, вероятно, соответствует формуле $[\text{C}_6\text{H}_5\text{N}(\text{NO})\text{O}_3]\text{Bi}$, — беловато-желтый, хлопьевидный, очень тяжелый. Он быстро собирается в комки и не забивает пор фильтра. После этого осадок немедленно отфильтровывают через плотный фильтр (синяя лента), под давлением, на воронке с платиновым конусом. Промывают холодным 0,1 %-ным водным раствором купферрона, подкисленным азотной кислотой, сначала 2—3 раза декантацией, а затем на фильтре, до исчезновения следов кислоты. Чтобы отмыть осадок, обычно достаточно 100—150 мл промывной жидкости. Фильтрат сохраняют.

Осадок, хорошо отжатый, помещают во взвешенный фарфоровый или кварцевый тигель и осторожно озоляют фильтр при слабом нагревании тигля на сетке или электроплитке. По охлаждении содержимое тигля смачивают 2—3 каплями азотной кислоты, сначала выпаривают досуха на водяной бане, затем осторожно прокалывают на горелке Теклю и наконец, в течение 5—10 минут — в муфеле при темно-красном калении ($600-650^{\circ}$), а затем взвешивают в виде Bi_2O_3 .

К о л о р и м е т р и ч е с к о е о п р е д е л е н и е в и с м у т а с т и о м о ч е в и н о й. Все фильтры от проведенных операций анализа с висмутом собирают в один стакан и сжигают их в азотной и серной кислотах, выпаривая до паров SO_3 (азотную кислоту прибавляют до обесцвечивания раствора). Большой избыток серной кислоты мешает колориметрированию, поэтому его удаляют выпариванием, но не досуха. Сняв стакан с плитки, раствор разбавляют 20—30 мл воды, кипятят и по охлаждении переводят в мерную колбу. Аликвотную часть раствора переводят в цилиндр на 100 мл с притертой пробкой. Прибавляют 4 мл HNO_3 , 10 мл свежеприготовленного 10%-ного раствора тиомочевны и воды до метки; содержимое цилиндра тщательно перемешивают и сравнивают желтую окраску раствора с окраской стандартного раствора.

С т а н д а р т н ы й р а с т в о р. В мерный цилиндр на 100 мл наливают 30—40 мл воды, 4 мл HNO_3 , 10 мл 10%-ного раствора тиомочевны и из бюретки (лучше из микробюретки) стандартный раствор висмута, содержащий в 1 мл 0,0001 г Bi , затем добавляют воды до метки.

О п р е д е л е н и е с в и н ц а. Кушферроновый раствор после отделения висмута выпаривают при слабом нагревании на электроплитке почти досуха, затем обрабатывают 20—30 мл (1 : 1) серной кислоты до появления густых паров серного ангидрида.

Если раствор окрашен, прибавляют еще азотной кислоты и выпаривают до полного сгорания органического вещества, после чего обрабатывают водой и доводят вновь до густых паров серного ангидрида. По охлаждении содержимое стакана разбавляют водой с расчетом получения 10%-ного (по объему) серноокислого раствора, доводят до кипения и оставляют стоять на ночь. На следующий день выделившийся осадок серноокислого свинца отфильтровывают через плотный фильтр (синяя лента) и промывают холодным 1%-ным раствором серной кислоты.

Осадок сульфата свинца обрабатывают при кипячении 10—20 мл 35%-ного раствора уксуснокислого аммония с несколькими каплями уксусной кислоты в стакане, в котором происходило осаждение; фильтр предварительно разрыхляют стеклянной палочкой.

Раствор уксуснокислого свинца фильтруют через фильтр (синяя лента) и промывают горячим раствором воды с несколькими миллиметрами уксуснокислого аммония. Объем раствора должен быть около 150—200 мл. В нагретый до кипения раствор уксуснокислого свинца прибавляют по каплям избыток в 10—20 мл насыщенного раствора двуххромовокислого калия. Кипятят 2—3 минуты и оставляют на 12 часов. Осадок двуххромовокислого свинца отфильтровывают во взвешенный тигель Шотта (№ 4) при слабом отсасывании и промывают горячей водой с несколькими каплями уксусной кислоты до полного обесцвечивания раствора. Тигель с осадком высушивают при температуре 130° до постоянного веса и взвешивают.

Коэффициент пересчета хромовокислого свинца на свинец — 0,6411.

О п р е д е л е н и е м е д и. В зависимости от содержания (интенсивности окраски раствора) определение меди производят электролитическим или колориметрическим способом. Аммиачный раствор меди подкисляют соляной кислотой сначала до нейтральной реакции, а затем прибавляют по 2—3 мл ее на каждые 100 мл объема и осаждают медь сероводородом. Выпавший сульфид меди оставляют стоять до следующего дня. На следующий день осадок сульфида меди отфильтровывают через фильтр (белая лента), промывают сероводородной водой, помещают в фарфоровый тигель, осторожно обугливают на плитке или на сетке, затем прокаливают в муфеле при темно-красном калении до окиси. Окись меди сплавляют с небольшим количеством пиросульфата калия или натрия. Сплав выщелачивают горячей водой до объема 70—80 мл, подкисляют 1 мл азотной кислоты (уд. вес 1,4) с прибавлением 4—5 капель серной кислоты (уд. вес 1,84) и медь определяют электролитически. Выделенную на электроде медь взвешивают. Если цвет выделившейся меди темный, что указывает на присутствие висмута осадок меди и висмута на электроде растворяют при нагревании в воде, содержащей 4 мл HNO_3 .

Азотнокислый раствор (медь + висмут) переводят в мерный цилиндр на 100 мл, разбавляют водой до 90 мл, после перемешивания прибавляют 10 мл 10%-ного раствора тиомочевины, снова все перемешивают и сравнивают со стандартным раствором висмута (см. стр. 126). Небольшие количества меди определяют колориметрическим методом.

Серноокислый раствор меди переводят в цилиндр на 100 мл с притертой пробкой и, при взбалтывании, прибавляют реактивы в такой последовательности: 10 мл 25%-ного NH_4OH , 10 мл 3%-ного раствора салициловокислого натрия, 2 мл бензидина (0,1 г бензидина растворяют в 100 мл 20%-ной уксусной кислоты) и 1 мл 1%-ного раствора цианистого калия.

Раствор в цилиндре разбавляют до метки водой, перемешивают и сравнивают с аналогично приготовленным стандартным раствором меди. Окраски неустойчивы. Колориметрирование производят немедленно.

О п р е д е л е н и е ж е л е з а , а л ю м и н и я , к а л ь ц и я и м а г н и я. Определение указанных элементов производят из фильтрата после осаждения Bi, Pb и Cu сероводородом. Железо обычно определяют колориметрически с сульфосалициловокислым натрием. Фильтрат кипятят в закрытом стакане для удаления сероводорода, затем выпаривают до небольшого объема, окисляют 3—5 мл азотной кислоты (уд. вес 1,4) и кипятят 5 минут. Осаждают гидроокись железа и алюминия аммиаком до появления очень слабого запаха, отфильтровывают осадок через фильтр (красная лента) и промывают горячим 2%-ным раствором азотнокислого аммония до отрицательной реакции на хлор (проба AgNO_3). Если осадок $\text{R}(\text{OH})_3$ большой, его переосаждают. Промытый осадок сжигают и прокаливают во взвешенном платиновом или фарфоровом тигле до постоянного веса и взвешивают в виде R_2O_3 . Взвешенный осадок R_2O_3 сплавляют с небольшим количеством пиросерновокислого калия ($\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$). В случае большого осадка R_2O_3 сплав выщелачивают 2,5%-ной серной кислотой, железо восстанавливают сероводородом по Маргериту и заканчивают определение железа титрованием KMnO_4 .

При содержании железа в пределах десятых долей процента пиросульфатный сплав растворяют в соляной кислоте и переводят в мерную колбу. Прибавляют 15—20 мл 20%-ного раствора сульфосалициловой кислоты и аммиака до не усиливающейся более окраски и сравнивают

с окраской стандартного раствора железа в колориметре. Алюминий определяют по разности.

Кальций и магний определяют в фильтрате после отделения гидроокисей железа и алюминия. Определение этих элементов производится так же, как в анализах силикатов.

Систематический ход анализа минералов висмута, содержащих сурьму, мышьяк, висмут, свинец, медь, железо, кальций и магний. Навеску минерала в 0,25—0,30 г обрабатывают 10 мл азотной кислоты (уд. вес 1,4) при слабом нагревании, в течение приблизительно 5—10 минут, в стакане, закрытом часовым стеклом. Сняв с электроплитки, раствор разбавляют горячей водой до 70—80 мл и нагревают до кипения, кипятят 2—3 минуты, отфильтровывают нерастворимый остаток и промывают горячей водой с несколькими каплями азотной кислоты. Фильтрат сохраняют. Остаток сжигают в смеси азотной и 7—8 мл серной кислоты до появления паров серного ангидрида. Азотной кислоты прибавляют столько, чтобы раствор после отдымливания был бесцветным. Если раствор окрашивается, прибавляют еще азотной кислоты и снова доводят до появления паров серного ангидрида. Если осадок трудно разлагается, прибавляют 2—3 г сернокислого калия и сильно нагревают. По охлаждении разбавляют водой до объема 70—80 мл, нагревают до кипения и кипятят 2—3 минуты. При наличии незначительной мути ее отфильтровывают и определяют как нерастворимый остаток. Оба полученных фильтрата — азотнокислый и сернокислый — подвергают обработке сероводородом (каждый в отдельности).

Выпавшие сульфиды металлов на следующий день отфильтровывают через фильтр (белая лента) и промывают сероводородной водой. Осадки сульфидов соединяют, также соединяют (вместе) и фильтраты для определения в них железа, алюминия, кальция и магния. Эти элементы определяют как указано выше (стр. 128). Оба сульфидных осадка (Sb, As, Bi, Pb, Cu) помещают в один стакан и обрабатывают 20—30 мл сернистого аммония. Разделение элементов четвертой и пятой группы в присутствии висмута производят сернистым аммонием, так как в сернистом натрии висмут частично растворим. Стакан с содержимым ставят сначала на теплую водяную баню, а затем оставляют стоять при комнатной температуре до следующего дня. На следующий день осадок сульфидов отфильтровывают через фильтр (белая лента) и промывают сероводородной водой с небольшим количеством сернистого аммония. В осадке — висмут, свинец и медь (медь частично растворена в сернистом аммонии).

В том случае, когда меди в минералах мало, этим можно пренебречь. Если же медь имеется в значительном количестве, поступают следующим образом: сульфосоли (сурьма, мышьяк и частично медь) подкисляют соляной кислотой (по лакмусу), прибавляют избыток последней — 3—5 мл на каждые 100 мл раствора и осаждают сероводородом. Осадок сульфидов отфильтровывают через фильтр (белая лента) и промывают 5—7 раз водой, насыщенной сероводородом. Для уверенности в полном отделении меди проводят дополнительную операцию с сернистым натрием.

Осадок сульфидов (Sb, As и частично Cu) вместе с фильтром переносят в стакан, в котором производилось осаждение, заливают его 10—20 мл 10%-ного раствора сернистого натрия и ставят на теплую баню на 1—2 часа, а затем оставляют стоять при комнатной температуре до следующего дня. Осадок, состоящий из меди, отфильтровывают через фильтр

(белая лента), промывают сероводородной водой с сернистым натрием и присоединяют к основному осадку (см. стр. 128). Сурьма и мышьяк в виде сульфосолей остаются в растворе.

Отделение мышьяка от сурьмы и определение сурьмы. Применяются следующие варианты отделения мышьяка от сурьмы.

1) Осаждением сероводородом при температуре 4° в сильноокислой среде (две части соляной кислоты, одна часть воды). Сурьма при указанных температуре и концентрации остается в растворе.

2) Отгонкой хлорида трехвалентного мышьяка в приборе Ледебур. Sb остается в растворе.

3) Отделение мышьяка гипофосфитом натрия или кальция из раствора, содержащего 50% (по объему) соляной кислоты.

Автор отдает предпочтение первому варианту.

Мышьяк, в зависимости от предполагаемого его содержания, определяют разными способами: если его много, — по методу Ледебур; небольшие количества (порядка 1—5%) определяют гипофосфитным методом. Пропись методов определения сурьмы и мышьяка см. Гиллебранд и Лендель (1935); Файнберг (1953).

Методика анализа вторичных минералов висмута, в состав которых входят Bi, Pb, Cu, Fe, Al, Ca, Mg, Cl, W и Mo. Навеску в 0,25—0,30 г очень тонко измельченного минерала помещают в стакан емкостью 200—250 мл, приливают 3—5 мл соляной кислоты и 10—15 мл азотной кислоты. Стакан накрывают часовым стеклом, погружают в него стеклянную палочку и ставят раствор на водяную баню, образувшийся при разложении канареечно-желтый осадок указывает на присутствие вольфрамовой и молибденовой кислот. Дальнейшее выпаривание раствора производят в открытом стакане. Сухой остаток смачивают 10 мл азотной кислоты, слегка нагревают, разбавляют горячей водой до объема 60—70 мл, прибавляют немного мацерированной бумаги, нагревают до кипения и фильтруют. Осадок, содержащий вольфрамовую кислоту и кремнекислоту, отфильтровывают через плотный фильтр (синяя лента), промывают 7—10 раз горячей водой, подкисленной несколькими каплями азотной кислоты. Фильтрат сохраняют для определения Bi, Pb, Cu, Fe, Ca и Mg (см. стр. 125).

Если в состав минерала входит еще молибден, его определяют в фильтрате после отделения вольфрама и в выделенной после прокаливании трехокиси вольфрама (см. стр. 132). Промытый осадок, содержащий трехокись вольфрама и кремнекислоту, вместе с фильтром помещают в стакан, в котором производилось осаждение, и обрабатывают 20—25 мл 10%-ного аммиака, нагревают почти до кипения и фильтруют через фильтр (синяя лента) во взвешенную платиновую чашку.

Для большей уверенности фильтр с возможно оставшимся небольшим количеством вольфрамовой кислоты вторично обрабатывают при нагревании в том же самом стакане 5—10 мл 10%-ного аммиака. Остаток отфильтровывают через фильтр (белая лента), а фильтрат присоединяют к ранее полученному раствору вольфрамата аммония, находящемуся в платиновой чашке. Раствор в чашке выпаривают на водяной бане досуха, затем отдымливают на горелке Теклю и прокалывают в течение 10—15 минут в муфеле при температуре темно-красного каления ($600—700^{\circ}$). Трехокись вольфрама при более высокой температуре летуча. Чашку с осадком охлаждают в эксикаторе и взвешивают.

Осадок прокалывают до постоянного веса. Содержание WO_3 (в %) вычисляют по формуле:

$$\text{WO}_3 = \frac{(a-b) \cdot 100}{n},$$

где a — вес чашки с трехокисью вольфрама; b — вес пустой чашки; n — навеска в граммах.

Окись вольфрама проверяют на содержание в ней молибдена. Осадок в платиновой чашке, содержащий трехокись вольфрама и частично окись молибдена, сплавляют с $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$. Сплав выщелачивают горячей водой, кипятят в присутствии мацерированной бумаги и отфильтровывают основную массу вольфрамовой кислоты через плотный фильтр (синяя лента). Фильтрат переводят в мерную колбу и доводят до метки 5%-ной серной кислотой.

В аликвотной части раствора определяют молибден колориметрически (см. определение молибдена в присутствии вольфрама стр. 132).

Нерастворимый остаток после обработки аммиаком сжигают, прокалывают при температуре $600-700^\circ$ и взвешивают. Если он окрашен в слегка желтый цвет, это указывает на содержание в нем трехокси вольфрама. Вольфрам в нем определяют колориметрическим методом, который основан на образовании окрашенного комплексного соединения пентавалентного вольфрама с роданидами. Прокаленный остаток переводят в железный или никелевый тигель и сплавляют с 2,5 г щелочи (NaOH или KOH); щелочной сплав растворяют в воде и переводят в мерную колбу на 100 мл. Аликвотную часть раствора помещают в другую колбу, емкостью 100 мл, подкисляют соляной кислотой до кислой реакции, прибавляют избыток в 35 мл соляной кислоты (уд. вес 1,19), затем 2,5 мл 25%-ного раствора роданистого аммония, 10—15 мл 10%-ного раствора свежее приготовленного хлористого олова (при отсутствии молибдена). В присутствии молибдена вместо хлористого олова вводят 15—20%-ный раствор треххлористого титана или трехвалентный свежее восстановленный сернистый титан. Раствор титана прибавляют по каплям из капельницы в количестве 5—6 капель и затем избыток в 2—3 капли. Большой избыток титана может привести к неправильному результату определения вольфрама. При наличии вольфрама раствор окрашивается в желто-зеленый цвет. После прибавления каждого реактива раствор перемешивают. Наиболее интенсивная окраска достигается при содержании 50% (по объему) соляной кислоты. Одновременно с этим готовят стандартный раствор.

Колориметрируют спустя 50—55 минут. Содержание вольфрама вычисляют по формуле:

$$\text{WO}_3 = \frac{H \cdot T \cdot C \cdot 100}{h \cdot n},$$

где H — высота столба стандартного раствора;

C — количество миллиметров стандартного раствора;

T — титр стандартного раствора;

h — высота исследуемого раствора;

n — навеска в граммах.

Определение молибдена в азотнокислом растворе после отделения вольфрама. Присутствующие в растворе висмут, свинец и медь объемному определению молибдена не мешают. Азотнокислый раствор выпаривают с 20 мл (1 : 1) серной кислоты до появления густых паров серного ангидрида. Для разрушения нитрозилсерной кислоты стакан охлаждают и, обмыв стенки водой из промывалки, вновь выпаривают до паров серного ангидрида. Эту операцию повторяют еще 1—2 раза. Содержимое стакана по охлаждении разбавляют

водой до объема приблизительно 100 мл и нагревают для растворения солей.

Объемный метод определения молибдена. Сернистый раствор, охлажденный до комнатной температуры, восстанавливают в Cd-редукторе до трехвалентного. Восстановление молибдена в редукторе происходит быстро. Не следует упускать из виду, что вольфрам также восстанавливается, поэтому его необходимо предварительно отделить.

Раствор с восстановленным молибденом собирают в приемную колбу, в которую предварительно наливают 20—30 мл железно-аммиачных квасцов (приготовленных растворением 14 г квасцов в 1 л воды и 5 мл H_2SO_4).

Восстановленный молибден, попадая в приемник с окисными железными квасцами, окисляется и восстанавливает эквивалентное количество железа, которое оттитровывается 0,1 н. раствором перманганата калия.

Содержание молибдена (в %), восстановленного электролитическим кадмием, вычисляют по формуле:

$$\text{Mo} = \frac{T \cdot A \cdot 0,0032 \cdot 100}{n}$$

где A — количество миллиметров 0,1 н. раствора KMnO_4 , израсходованное на титрование;

T — титр 0,1 н. раствора KMnO_4 ;

n — навеска.

1 мл 0,1 н. раствора KMnO_4 соответствует 0,0032 г Мо.

Редуктор Джонса представляет собой стеклянную цилиндрическую трубку, длиной 25—30 см, с внутренним диаметром 18—20 мм. Верхний конец трубки шарообразно расширен и вмещает 75 мл раствора; нижний конец имеет стеклянный кран и оканчивается отводной трубкой, длиной около 20 см, с внутренним диаметром 5 мм.

В нижней части редуктора помещается плотный слой стеклянной ваты. Над слоем ваты помещается электролитический кадмий. Перед употреблением редуктор промывают 5%-ным раствором серной кислоты. Редуктор присоединяют при помощи резиновой пробки с двумя отверстиями к приемнику, в которой предварительно наливают 20—30 мл раствора окисных железно-аммиачных квасцов.

В приемник пропускают в течение 5—10 минут ток углекислоты для удаления из него воздуха, после чего приступают к пропусканию через редуктор по каплям исследуемого раствора, следя за тем, чтобы уровень раствора в редукторе все время находился несколько выше уровня кадмия. Окончив пропускание исследуемого раствора, промывают редуктор 1—2 раза 5%-ным раствором серной кислоты и 1—2 раза водой. Одновременно проводят «глухой» опыт.

Молибден по ходу анализа осаждается вместе с другими элементами сероводородом и, при разделении четвертой и пятой групп элементов сернистым аммонием или сернистым натрием, переходит в пятую группу, однако количественного осаждения молибдена сероводородом не происходит.

Небольшие количества его, не осажденные сероводородом, в дальнейшем ходе анализа не мешают.

Колориметрический метод определения молибдена. Метод основан на образовании окрашенного комплексного соединения пентавалентного молибдена с роданидами. В качестве восстановителей применяют двуххлористое олово и тиомочевину, способные вос-

становить шестивалентный молибден до пятивалентного. Применение тиомочевины в данном случае рискованно, так как висмут дает также окрашенный комплекс с тиомочевинной, поэтому мы рекомендуем применять двухлористое олово, а для извлечения молибденового комплекса — серный эфир. Следует отметить, что избыток двухлористого олова вреден.

0,2—0,5 г исследуемого минерала спекают в фарфоровом тигле с 5 г смеси окиси цинка и соды (4 : 1), так же как и при определении серы (см. стр. 135), спек выщелачивают горячей водой, кипятят, фильтруют через фильтр (белая лента), промывают 1%-ным содовым раствором. Фильтрат нейтрализуют серной кислотой (1 : 1) до слабой реакции на лакмус и переводят в мерную колбу.

Если исследуемый минерал содержит вольфрам, вводят 5—10 мл 50%-ного раствора винной или лимонной кислоты, чтобы перевести вольфрам в бесцветный комплекс.

Для определения молибдена берут аликвотную часть раствора, переносят в мерный цилиндр на 100 мл с притертой пробкой, прибавляют 3 мл серной кислоты (1 : 1), раствор охлаждают до комнатной температуры, разбавляют водой до 40—50 мл, прибавляют 2,5 мл 25%-ного раствора роданистого аммония или калия, 0,5 мл 2%-ного раствора железно-аммиачных квасцов и 2—3 мл свежеприготовленного 10%-ного раствора двухлористого олова. После прибавления каждого реактива раствор тщательно перемешивают.

Для извлечения окрашенного молибденового комплекса приливают 20—25 мл серноэтилового эфира, прикрыв цилиндр пробкой, встряхивают жидкость в течение одной минуты, затем охлаждают под водопроводом.

Приготовление стандартных растворов. В фарфоровом тигле спекают смесь окиси цинка с содой в количестве, в 3—4 раза большем, чем было взято для спекания навески. Спек выщелачивают горячей водой, кипятят, отфильтровывают через фильтр (белая лента) и промывают 1%-ным содовым раствором. Фильтрат подкисляют серной кислотой (1 : 1) и переводят в соответственно большую мерную колбу.

Из раствора отбирают в 4—5 цилиндров для колориметрирования такие же аликвотные части, как и при анализе исследуемого материала, добавляют в них из микробюретки 0,1; 0,2; 0,3 мл и т. д. стандартного раствора молибдена, содержащего 0,0001 г Мо в 1 мл. и 3 мл серной кислоты (1 : 1). Реактивы прибавляют в тех же количествах и в такой же последовательности, как и при анализе. Растворы встряхивают, охлаждают под водопроводом. Затем подбирают для сравнения эталонный раствор, в котором эфирная вытяжка окрашена одинаково с испытуемым раствором.

Селен и теллур определяют из отдельной навески. Имеющиеся в литературе данные о необходимости отделения их от висмута, свинца, сурьмы, мышьяка в нашей работе не подтвердились.

Определению селена и теллура указанные элементы не мешают.

Определение селена и теллура колориметрическим методом по способу С. Т. Волкова (1945). 0,5 г исследуемого минерала разлагают в 10 мл азотной кислоты при нагревании, затем прибавляют 10 мл H_2SO_4 и продолжают нагревание до появления густых паров SO_3 . По охлаждении разбавляют содержимое стакана водой до объема 100 мл, прибавляют 10—15 мл концентрированной соляной кислоты и нагревают для растворения солей. Если имеется осадок, его отфильтровывают через фильтр (белая лента) и промывают водой, подкисленной

соляной кислотой. В нагретый почти до кипения солянокислый раствор прибавляют постепенно 50%-ный раствор хлористого олова (для навески 0,5 г достаточно 3—5 мл хлористого олова) и 3—5 мл 20%-ного раствора солянокислого гидразина. При малых количествах селена, на что указывает наличие красноватой мути, раствору дают отстояться до следующего дня.

При значительных количествах теллура коагуляция осадка идет довольно быстро. Фильтрование производят в тот же день. Осадок отфильтровывают через плотный фильтр (синяя лента). Если раствор при фильтровании мутный, прибавляют немного бумажной массы. Осадок на фильтре промывают разбавленной соляной кислотой (1 : 19); при наличии кристаллического осадка закисных солей меди его растворяют в горячей разбавленной соляной кислоте (1 : 3) сначала в стакане, а затем, в случае надобности, на фильтре, который после того тщательно промывают соляной кислотой. Фильтр с осадком переносят в стакан емкостью 50—100 мл, прибавляют 10 мл концентрированной соляной кислоты и 2—3 капли концентрированной азотной кислоты. Стакан накрывают стеклом, нагревают на умеренно кипящей водяной бане в течение нескольких минут, разрыхляя фильтр стеклянной палочкой до растворения осадка. Затем содержимое стакана разбавляют 15 мл воды и отфильтровывают бумажную массу, промывая ее несколько раз водой и собирая фильтрат в стакан емкостью 100—150 мл.

Отделение селена. К фильтрату, объемом 50—60 мл, содержащему селен и теллур, прибавляют 5 мл аммиака, нагревают раствор почти до кипения и прибавляют для выделения селена 5—8 мл 10%-ного раствора иодистого калия. Для коагуляции осадка селена раствор нагревают в течение 2—3 часов на водяной бане и оставляют затем отстояться на холоду до следующего дня. Осадок селена отфильтровывают через фильтр (синяя лента), фильтр с осадком, а также стакан промывают разбавленной соляной кислотой (1 : 19) до полного удаления иода (проба с крахмалом). Переносят фильтр в тот же стакан, где производилось осаждение для последующего растворения селена, с целью колориметрирования.

Выделение теллура. К фильтрату после выделения селена прибавляют концентрированной соляной кислоты до 20% содержания ее по объему. Нагрев раствор почти до кипения, осаждают теллур 2—3 мл 50%-ного раствора хлористого олова; после этого раствор вновь нагревают до коагуляции осадка, что при более или менее значительном содержании теллура происходит обычно в течение 1—2 часов.

При очень малых количествах теллура раствор обязательно оставляют на ночь при комнатной температуре. Осадок отфильтровывают через маленький фильтр (синяя лента), промывают его, а также и стакан соляной кислотой (1 : 19) и переносят фильтр вместе с осадком в тот же стакан для последующего растворения и колориметрирования.

Колориметрирование. Полученные осадки селена и теллура, находящиеся вместе с фильтрами в соответствующих стаканах, обрабатывают (каждый отдельно) в день колориметрирования смесью кислот (10 мл концентрированной соляной кислоты и 2—3 капли концентрированной азотной кислоты) при нагревании на водяной бане в течение нескольких минут. По растворении осадка разбавляют содержимое стакана 10—20 мл воды и отфильтровывают бумажную массу, промывая ее несколько раз водой. Фильтраты собирают в мерные колбы на 100 мл, отбирая затем часть для колориметрирования.

Все растворы, подлежащие колориметрированию, в том числе и стандартные, которые должны содержать такое же количество (около 10 мл)

соляной кислоты, разбавляют водой до объема 60—70 мл, нейтрализуют аммиаком по лакмусу и затем подкисляют 7—8 каплями концентрированной соляной кислоты. По охлаждении растворов до комнатной температуры прибавляют к ним по 6—7 мл 20%-ного раствора виннокислого натрия или, при отсутствии его, — сегнетовой соли, 2 мл 1%-ного раствора желатины и 4—5 капель 50%-ного раствора свежеприготовленного хлористого олова. Дав постоять в течение 5 минут, подкисляют 2—3 мл крепкой уксусной кислоты до отчетливого запаха последней. После разбавления водой до объема 100—150 мл, в зависимости от интенсивности окраски, растворы готовы для сравнения в колориметре.

Стандартные растворы, близкие по интенсивности и содержащие 0,1—0,3 г селена или теллура в 1000 мл, готовят из металлических селена и теллура.

Весовое определение селена и теллура. Разложение навески и восстановление гидразином производят так же, как и при колориметрировании (см. стр. 133). Только в том случае, если осадок селена и теллура большой, его фильтруют через взвешенный тигель Шотта (№ 3—4). Фильтрат проверяют на теллур; для этого прибавляют к нему несколько миллилитров солянокислого гидразина, ставят на водяную баню и оставляют стоять 12 часов.

Если выпадает осадок, его отфильтровывают через тот же тигель. Некоторые исследователи предлагают производить восстановление теллура одновременно сернистым ангидридом и солянокислым гидразином.

Осадок промывают горячей водой, затем спиртом и сушат при температуре 105°. Осадок состоит из селена и теллура.

Отделение селена от теллура. Тигель вместе с осадком погружают в небольшой стакан. Осадок на фильтре смачивают несколькими каплями азотной кислоты, добавляют 2 мл H_2SO_4 и 15—20 мл H_2O . При разбавлении водой происходит разогревание раствора, что способствует растворению осадка. Осадок селена и теллура можно растворить в одной азотной кислоте и удалением последней упариванием с H_2SO_4 .

Сернокислый раствор разбавляют водой и сливают в стакан, тигель тщательно промывают горячей водой, держа его над стаканом с раствором. Разбавляют раствор горячей водой так, чтобы концентрация серной кислоты в нем была 10% (по объему), нагревают до кипения, осаждают селен горячим 10%-ным раствором сернокислого гидразина и кипятят в течение 10 минут. При данных условиях выпадает только селен в виде темно-красного, постепенно темнеющего осадка, в то время как теллур остается в растворе.

Осадок селена отфильтровывают через тигель Шотта (№ 3—4), промывают горячей водой, затем спиртом и сушат при температуре 105° в течение 20 минут. После отделения селена фильтрат подкисляют соляной кислотой. Раствор нагревают, добавляют 3—5 мл 10%-ного раствора солянокислого гидразина и кипятят в течение 20—30 минут, пропускавая струю сернистого газа. Теллур выпадает в виде хлопьевидного осадка.

Определение хлора (в бисмоклите). 0,2—0,5 мг минерала спекают с 5 г соды в никелевом тигле, закрытом крышечкой, на небольшом пламени горелки Теклю (пока спек не отстанет от стенок тигля). Спек выщелачивают горячим 1%-ным раствором соды. Если хлора много, отфильтрованный остаток помещают в тот же тигель, высушивают его, сжигают, прокалывают в муфеле при низкой температуре. По охлаждении прокаленный остаток тщательно смешивают с 1—2 г соды и повторно спекают как указано выше. Спек выщелачивают 50 мл горячей воды,

отфильтровывают через маленький фильтр (белая лента). Оба фильтра соединяют, прибавляют 2—3 капли метилоранжа и подкисляют на холоду до слабокислой реакции азотной кислотой (1 : 1), не содержащей хлора.

К полученному прозрачному раствору приливают на холоду медленно, при помешивании, 2,5%-ный раствор азотнокислого серебра, пока не прекратится выделение осадка. Большого избытка осадителя, более чем 1 мл, следует избегать. Содержимое стакана нагревают до 60—70° при перемешивании. Когда осадок осядет на дно, к прозрачной жидкости осторожно приливают еще несколько капель азотнокислого серебра и, убедившись в полноте осаждения, оставляют стакан, обернутый темной бумагой, в темном месте до следующего дня.

На другой день осадок отфильтровывают через взвешенный тигель Шотта (№ 4), промывают небольшими порциями холодной воды, подкисленной несколькими каплями азотной кислоты. При промывании одной только водой осадок хлорида серебра проходит через фильтр. Осадок промывают до удаления нитрата серебра. Полноту промывания проверяют прибавлением к 2—3 мл промывных вод одной капли соляной кислоты. После удаления азотной кислоты осадок промывают еще 1—2 раза небольшим количеством воды.

Тигель с осадком сушат при температуре 130—150° в течение одного часа. Высушивание повторяют до получения постоянного веса. Содержащийся в минерале (бисмоклите) хлор не мешает определению других компонентов. Одновременно выполняют «глухой» опыт на хлор.

Определение серы выполняют из отдельной навески. Навеску 0,2—0,25 г минерала тщательно смешивают в фарфоровом тигле с 4 г окиси цинка и 1 г соды. Одновременно проводят «глухой» опыт.

Спекание производят сначала в слабо накалившем муфеле, затем продолжают при температуре 850—900°.

Спекание в муфеле продолжают до тех пор, пока спек не отстанет от стенок тигля, затем его переносят в стакан емкостью 200—250 мл и выщелачивают горячей водой. Кипятят 2—3 минуты, фильтруют через фильтр (белая лента), промывают 1%-ным раствором соды. Если серы много, остаток высушивают (в том же тигле), слегка прокаливают, прибавляют 1—2 г плава и далее поступают, как с первым спеком. Фильтраты объединяют, подкисляют соляной кислотой до слабокислой реакции по метилоранжу, кипятят до удаления CO₂, затем прибавляют соляной кислоты (уд. вес 1,19), по 1 мл на каждые 100 мл раствора, и 6—8 мл хлористого бария, кипятят еще 2—3 минуты и оставляют на 12 часов.

Осадок сернокислого бария отфильтровывают через плотный фильтр (синяя лента), промывают горячей водой до прекращения реакции на хлор (проба AgNO₃). Фильтр вместе с осадком помещают во взвешенный фарфоровый или платиновый тигель. Осадок сначала озоляют, затем прокаливают при температуре красного каления и взвешивают в виде BaSO₄. Коэффициент пересчета BaSO₄ на S — 0,1373.

ЛИТЕРАТУРА

- Бусев А. И. Аналитическая химия висмута. Изд-во АН СССР, 1953.
 Волков С. Т. Определение селена и теллура в рудах и концентратах, содержащих золото. Госгеолгиздат, 1945.
 Гиллебранд В. Ф. и Лендель Т. Э. Практическое руководство по неорганическому анализу. ОНТИ, 1936.
 Коваленко П. Н. Методы определения висмута и фосфатный способ отделения его от других катионов. — Ученые записки Ростовского-на-Дону ун-та. Труды химич. фак-та, вып. 2, 1939.

- Коваленко П. Н. и Мальцев А. Н. Количественное определение трехвалентного висмута фосфатом натрия и отделение его от меди.— Ученые записки Ростовского-на-Дону ун-та, Труды химич. фак-та, вып. 2, 1939.
- Остроумов Э. А. Отделение висмута от свинца, меди и кадмия при помощи пиридина.— Заводская лаборатория, № 12, 1939.
- Файнберг С. Ю. Анализ руд цветных металлов. Гос. научно-технич. изд-во, 1953.
- Eteridge A. G. *Analyst*, v. 75, 1950.
- Moser L. Die Bestimmungsmethoden des Wismuts und seine Treunung von den anderen Elementen. (Die chemische Analyse, herausgegeben von B. M. Margosches, Bd. 10). Stuttgart, 1909.
- Moser L., Maxymowicz W. *Zs. anal. Chemie*, Bd. 67, 1925.
- Pinkus A., Dernies J.— *Bull. Soc. Chem. Belg.*, t. 37, 1928.
- Feigl F., Ordelt H. *Zs. anal. Chemie*, Bd. 65, 1925.
-

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

А. А. ЯРОШЕВСКИЙ

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ ГРАНАТОВ
С УСЛОВИЯМИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Как известно, облик кристаллов связан с внутренним строением вещества, которое определяет набор наиболее часто встречаемых простых форм (Шафрановский и Франк-Каменецкий, 1948). Но появление той или иной габитусной формы, в общем случае, зависит от условий кристаллизации соединения. Влияние внешней среды здесь очень разнообразно, и В. А. Мокиевский (1955), специально рассматривая этот вопрос, выделяет следующие факторы, не связанные с внутренним строением вещества, но влияющие на форму кристаллов: 1) пересыщение (переохлаждение) расплава (раствора); 2) температура кристаллизации; 3) давление; 4) концентриционные (конвекционные) потоки; 5) направленное движение всей жидкости; 6) примеси (добавки) к расплаву (раствору); 7) вязкость среды кристаллизации; 8) состояние растворенного вещества; 9) электрические и магнитные поля; 10) радиоактивные и другие лучи. В этом сообщении будет рассмотрен один из них (концентрация вещества в минералообразующем растворе), в аспекте, на который, как нам кажется, до сих пор в минералогической литературе обращалось мало внимания.

Дело в том, что во многие минералы, особенно в силикаты, входят катионы, играющие в структуре различную кристаллохимическую роль, например, кальций и магний - железо - в моноклинных пироксенах, натрий - кальций и магний - железо - алюминий — в амфиболах и многие другие. Можно предположить, что если в кристаллической структуре плоскостям, соответствующим граням определенной простой формы, отвечают сетки с максимальной плотностью одних катионов, а плоскостям, соответствующим другой форме, — сетки с максимальной плотностью других катионов, то относительная концентрация (активность) в минералообразующем растворе этих катионов будет влиять на возникновение той или иной формы. При избытке одних катионов будут преимущественно расти те грани, которым соответствуют сетки с максимальной плотностью этих ионов, и эти грани исчезнут (как известно, кристаллы обычно покрываются наиболее медленно растущими гранями); при избытке же других катионов исчезнут соответствующие другие быстро растущие грани. Как показывают эксперименты (Белюстин, 1956), различная относительная концентрация катионов, входящих в структуру, действительно влияет на форму кристаллов квасцов. Нами это явление будет рассмотрено здесь на примере кристаллов гранатов. Эти минералы удобны в этом отношении, так как у них — простые внешние формы,

они часто бывают огранены четкими гранями и встречаются в месторождениях самых разнообразных типов, резко меняя свой состав, но не изменяя внешней формы.

Кристаллы гранатов чаще всего имеют форму ромбододекаэдра {110}, тетрагонтриоктаэдра {211} или комбинации этих двух форм. Остальные формы ({100}, {111}, {321} и некоторые другие) встречаются главным образом в комбинации с первыми двумя, и то весьма редко (Кокшаров, 1858; Goldschmidt, 1918; Бетехтин, 1950). Это справедливо для гранатов любого состава и, следовательно, не зависит от изоморфных замещений в группах R^{2+} , R^{3+} и SiO_4^{4-} . Вероятность появления именно этих форм хорошо объясняется с позиций структурной кристаллографии (Белов, 1951; Шафрановский и Франк-Каменецкий, 1948). Но вопрос о причинах возникновения преимущественно тетрагонтриоктаэдра или ромбододекаэдра до сих пор остается неясным. А. Г. Бетехтин (1950) отмечает, что тетрагонтриоктаэдр более характерен для гранатов, встречающихся в магматических породах, но объяснения этому автор не дает. Кристаллизация из расплава, в отличие от водных растворов, по-видимому, не влияет в этом направлении, так как в экспериментальных условиях из расплава получены только ромбододекаэдрические кристаллы (Yoder and Keith, 1951).

Изучение структуры гранатов показало, что этим двум формам соответствуют сетки с различной ретикулярной плотностью R^{2+} и R^{3+} . В направлении, перпендикулярном граням {110}, чередуются сетки ионов R^{3+} с сетками R^{2+} и Si^{4+} . Плотность сеток R^{3+} — 5,68 атома на a^2 (a — ребро элементарной ячейки), плотность сеток R^{2+} и Si^{4+} также 5,68, но отношение $R^{2+}:Si^{4+}$ в них 1:1, и плотность R^{2+} здесь, таким образом, 2,84. В направлении, перпендикулярном граням {211}, чередуются сетки R^{2+} , R^{3+} и Si^{4+} одинаковой плотности (6,25), но с различным отношением катионов в них: в одних $R^{2+}:R^{3+}:Si^{4+} = 2:1:1$, в других — 1:1:2. Максимальной плотностью здесь, следовательно, обладают R^{2+} и Si^{4+} . Эти сетки не являются идеальными плоскостями, отдельные атомы отстоят от них на $\frac{1}{16}a$. В отношении кремния гранаты в различных типах месторождений, по-видимому, находятся в одинаковых условиях: то наблюдается избыток R^{2+} и Si^{4+} относительно R^{3+} , то избыток R^{3+} и Si^{4+} относительно R^{2+} . Меняются, таким образом, относительные концентрации R^{2+} и R^{3+} . Эти изменения и сказываются на внешней форме кристаллов: при повышенной концентрации в растворе R^{3+} относительно R^{2+} будут расти преимущественно грани {110}, и кристаллы покроются медленно растущими гранями {211}, и наоборот, при относительном избытке R^{2+} кристаллы получают форму {110}.

Найденные нами литературные данные (см. список), просмотр образцов в Минералогическом музее АН СССР и Музее земледелия МГУ и личные наблюдения в поле позволили установить следующее.

Гранаты, встречающиеся в породах, богатых Ca, Fe^{2+} и Mg (гроссуляр, гессонит, андрадит, альмандин, уваровит и пироп), имеют преимущественно форму ромбододекаэдра с резко подчиненным значением граней тетрагонтриоктаэдра. Последняя форма встречается главным образом в виде узких полосок, притупляющих ребра ромбододекаэдра. Это гранаты в скарнах, в хлоритово-роговообманковых сланцах, в контактах гранитоидов с доломитами и основными породами. Из известных нам 76 случаев нахождения гранатов в этих условиях в 60 указывается форма ромбододекаэдра или ромбододекаэдра с узкими полосками тетрагонтриоктаэдра — закономерность очевидная. В остальных 16 случаях большую роль играли, по-видимому, иные факторы, но интересно, что ряд этих «исключений» может быть также объяснен и местным изменением химизма среды.

О связи формы кристаллов гранатов с условиями

Например, форма {211}, как основная, с подчиненным развитием граней {110}, была найдена нами в скарнах Тырны-Ауза в одном только месте — в небольшом теле гранатового скарна, залегающего среди алюмосиликатных туфовых пород. Здесь это, очевидно, связано с тем, что эти скарны образовались в условиях недостатка $R^{2+}(Ca)$ при относительно избытке Al . На этом же месторождении гранаты в скарне между мраморами и биотитовыми роговиками имеют форму только ромбододекаэдра; ту же форму обнаруживают и гранаты в пустотах в мраморе.

Гранаты в форме {211} были описаны Г. П. Барсановым (1953) в пустотах в магнетитовом скарне и в гранатовых жилах, секущих силикатные породы, в Дашкесане. В магнетитовом скарне образование этой формы связано, возможно, с тем, что в растворах, вызвавших перекристаллизацию и образование пустот в магнетите, отношение $Fe^{2+}: Fe^{3+}$ было около 1 : 2 (как для магнетита), т. е. был избыток Fe^{3+} (для гранатов нормальное отношение $R^{2+}: R^{3+} = 3 : 2$). Второй случай аналогичен описанному выше гранату из Тырны-Ауза.

Интересна находка идеальных тетрагонтриоктаэдров андрадита в пустотах в хлоритовых сланцах (Ахматовские копи на Урале) (Кокшаров, 1858). Здесь, очевидно, появление этой формы вызвано тем, что по трещинам циркулировали растворы с повышенным окислительным потенциалом, Fe^{2+} вмещающих сланцев окислялось, Mg играет в этих гранатах незначительную роль, и в растворах преобладали ионы Fe^{3+} при относительной бедности Ca и Fe^{2+} . Это тем более вероятно, что в Ахматовских копиях в самих сланцах встречаются гранаты (существенно альмандиновые, со значительным содержанием андрадитового компонента), имеющие преимущественно форму ромбододекаэдра.

Форма тетрагонтриоктаэдра часто встречается на гроссулярах из месторождения ахтарандита в Якутии (Кокшаров, 1858; Ляхович, 1954). Здесь наблюдаются самые разнообразные комбинации форм {211} и {110}. В целом здесь условия были благоприятны для появления обеих форм, но, возможно, неравномерное распределение Ca и Al в породах из-за их малой подвижности и обусловило это разнообразие комбинаций.

Мы не нашли данных по кристаллографии пироба. По-видимому, этот минерал вообще не встречается в виде хорошо образованных кристаллов (Алмазы Сибири, 1957). По условиям образования кристаллы пироба должны были бы иметь форму ромбододекаэдра.

Гранаты, встречающиеся в породах, богатых R^{3+} (преимущественно Al), чаще всего имеют форму тетрагонтриоктаэдра. Например, в гранитных пегматитах встречаются почти исключительно тетрагонтриоктаэдрические кристаллы спессартина и альмандина. Особенно показательны в этом отношении тетрагонтриоктаэдрические кристаллы альмандина в дацитах Закарпатья, описанные В. С. Соболевым, О. М. Скитковской и Р. Я. Эпштейн (1955). Как отмечают авторы, магма дацитов и других изверженных пород этого района испытала сильную контаминацию алюмосиликатными сланцами, что и вызвало появление граната в столь необычном парагенезисе.

Всего нам известно 37 случаев нахождения этого вида гранатов, из них в 31-м главной формой является тетрагонтриоктаэдр. Ромбододекаэдрические кристаллы гранатов в пегматитах встречаются относительно редко. А. Е. Ферсман (1940) указывает, что такой габитус имеют редкие кристаллы гранатов ранних фаз кристаллизации пегматитов. Интересно, что в пегматитах Северной Карелии нередко ромбододекаэдрические кристаллы являются реликтами вмещающих гнейсов, тогда как новообразованные гранаты имеют тетрагонтриоктаэдрический облик (наблюдения

Д. Минеева). Необъяснимым, с этой точки зрения, является появление ромбододекаэдра как основной формы на кристаллах спессартина в мусковитовом сланце (Минералогический музей АН СССР). Это довольно крупные кристаллы (до 2 см), имеющие форму ромбододекаэдра, ребра которого притуплены широкими полосками тетрагонтриоктаэдра.

Неясен вопрос и о формах альмандина, встречающегося в метаморфических сланцах и гнейсах. Из собранных нами данных в десяти случаях отмечается резкое преобладание ромбододекаэдра, в 12 случаях — тетрагонтриоктаэдра. Часто на кристаллах наблюдаются обе формы, преобладает же то одна, то другая из них. Исходя из химического состава вмещающих пород, нужно было бы ожидать преобладания тетрагонтриоктаэдра.

Конечно, наши данные далеко не полны, мы не имели возможности познакомиться со всеми имеющимися материалами по этому вопросу, но уже и это «первое приближение» позволяет наметить изложенные выше закономерности. Имеющиеся исключения можно объяснить еще влиянием и других внешних факторов (например, давлением — в случае слюдяных сланцев и гнейсов). Судя по тому, что одинаковые формы кристаллов гранатов встречаются в самых разнообразных месторождениях, различных по условиям образования (давление, температура, концентрация растворов, химизм среды — присутствие посторонних примесей и др.), можно заключить, что многообразие внешних условий мало сказывается на их формах, и нам представляется, что основной причиной появления той или иной формы является относительная концентрация в минералообразующих растворах R^{2+} и R^{3+} (основной, но, конечно, не единственной).

ЛИТЕРАТУРА

- Алмазы Сибири. Коллектив авторов под ред. А. П. Бурова и В. С. Соболева. Гостеолтехиздат, 1957.
- Барсанов Г. П. Некоторые данные по минералогии контактово-метасоматических образований Дашкесана. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, 1953.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. Очерк 4. — Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Бельков И. В. Срастание граната с мусковитом. — Докл. АН СССР, т. 64, № 2, 1949.
- Бельков И. В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 1, 1958.
- Белюстин А. В. Влияние избытка одной из компонент на скорость роста кристаллов двойной соли из раствора. — Труды Ин-та кристаллогр., вып. 12, 1956.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Гостеолтехиздат, 1950.
- Боженко Г. М. и Лиса Н. Я. К минералогии пегматитовых образований западной Волыни. — Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Вистелиус А. Б. Заметки о гранатах из окрестностей оз. Балхаш. — Записки Всес. минер. об-ва, ч. 72, № 3—4, 1943.
- Воробьев В. И. О кварце и полево шпате из копей горы Мокруши и об уваровите из Билимбаевской дачи на Урале. — Записки Минер. об-ва, ч. 42, № 2, 1905.
- Калинин П. В. Гранаты из пегматитовых жил южного Прибайкалья. — Труды МГРИ, т. 28, 1955.
- Кантор М. З. О гранатах Турьинских месторождений на Урале. — Изв. АН Тадж. ССР, Отд. естеств. наук, № 15, 1956.
- Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России, ч. 3, 1858.
- Корнажицкий А. Н. Евгение-Максимилановские минеральные копи и некоторые другие новые мало исследованные месторождения минералов в области Среднего Урала. — Записки Минер. об-ва, ч. 34, № 1, 1895. (Отд. оттиск).
- Лабунцов В. А. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. В сб. «Пегматиты СССР», т. 2, 1939.

- Ляхович В. В. Новые данные по минералогии Вилуйского месторождения ахтарандитов.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, серия геол., вып. 1, 1954.
- Махнин В. А. Генезис гранатов в пегматитах среднего Приднестровья.— Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 3, 1949.
- Мокиевский В. А. Влияние внешних условий на форму кристаллов. Кристаллография. (Труды Федоровской научной сессии 1953 г.), вып. 4, 1955.
- Илиненко П. П. Скарны и оруденение.— Труды МГРИ, т. 13, 1939.
- Поваренных А. С. О пренито-гранатовом скарне из Чаткальского района.— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 81, № 1, 1952.
- Сердюченко Д. П. Альмандин из некоторых месторождений Северного Кавказа и Украины.— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 62, № 1, 1933.
- Сердюченко Д. И. Гроссуляр и андрадиты из архейского комплекса Алдана.— Докл. АН СССР, т. 104, № 5, 1955.
- Соболев В. С., Скитковская О. М. и Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатья.— Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Титов А. Г. Минералы Ильменских гор. Златоуст, 1928.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
- Ферсман А. Е. Материалы к минералогии о-ва Эльбы. Избр. труды, т. 1, 1952.
- Чернышев Ф. Н. Аномалия в формуле Ильменских марганцевых гранатов.— Записки Минер. об-ва, ч. 17, 1882.
- Чирвинский П. Н. и Орлов Н. А. К минералогии Кавказа и Крыма.— Ежегодник по геол. и минер. России, т. 16, № 9, 1914.
- Шафрановский И. И. и Франк-Каменецкий В. А. Внешняя форма кристаллов как отражение их внутреннего строения.— Вестник ЛГУ, № 1, 1948.
- Alderman A. R. Almandine from Botallack, Cornwall.— *Miner. Mag.*, v. 24, № 148, 1935.
- Goldschmidt V. Atlas der Kristallformen, Bd. 4, 1918.
- Pabst A. Garnet from vesicles in rhyolite near Ely, Nevada.— *Amer. Miner.*, v. 23, № 2, 1938.
- Stose G. W. a. Glass J. J. Garnet crystals in cavities in metamorphosed triassic conglomerate in York County, Pennsylvania.— *Amer. Miner.*, v. 23, № 7, 1938.
- Yoder H. S. a. Keith M. L. Complete substitution of aluminium for silica: the system $3\text{MnO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 - 3\text{Y}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3$.— *Amer. Miner.*, v. 36, № 7 a. 8, 1951.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

М. Д. ДОРФМАН

ВЫПАДЕНИЕ ОПАЛА ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ
В ОДНОЙ ИЗ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК
КУКИСВУМЧОРРСКОГО АПАТИТО-НЕФЕЛИНОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ХИБИНСКИХ ТУНДРАХ

В одной из стенок заброшенной горной выработки горизонта 392 Кукисвумчоррского апатито-нефелинового месторождения, в разведочных квершлагах № 7 и 15, в неизменных ризкорритах наблюдается серия тонких пологих трещин. Над трещинами, в пределах выработки — порода сухая, ниже — влажная. Обращает на себя внимание выпадающий

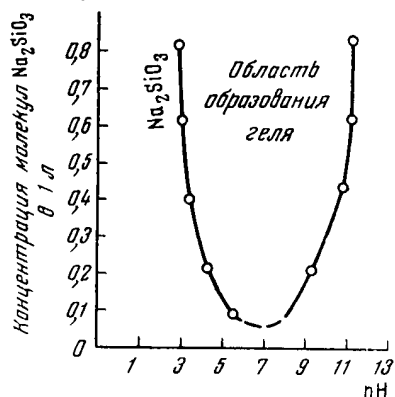


Рис. 1. Растворимость Na_2SiO_3
(по Ray a. Ganguli, 1930)

тут же из раствора белый осадок, на нижней части стенок квершлага, который производит впечатление тонкой корки или налета. При внимательном рассмотрении «налет» оказался пленкой, плавающей на поверхности очень медленно текущей воды.

С целью исследования собраный материал неоднократно промывали дистиллированной водой, но каждый раз он всплывал и сосредоточивался на краях сосуда. Показатель преломления, определенный иммерсионным путем (1,460), и очень сильные линии кремния в спектрограмме позволили отнести новообразование к опалу. pH воды, из которой выпадает минерал, равен 7. Любопытно, что в напорной воде из

скважины того же участка pH оказался равным 9,16.

Выпадение опала из воды, из которой всего лишь шесть месяцев назад ничего не образовывалось, и нейтральная реакция воды (следует учесть, что процесс протекает на глубоких горизонтах месторождения) позволяют высказать о природе этого явления следующее предположение.

Согласно данным Рэя и Гангули (Ray a. Ganguli, 1930), растворимость Na_2SiO_3 в водных растворах, имеющих кислый, нейтральный и щелочной характер, будет наименьшей при pH 6—7. Эта область наиболее благоприятна для образования геля кремневой кислоты. С увеличением или с уменьшением pH среды растворимость Na_2SiO_3 резко возрастает (рис. 1).

Экспериментальным путем мной установлено, что нефелин, главный

породообразующий минерал породы, легко подвергается гидролитическому разложению в дистиллированной воде, и через 3 часа рН раствора увеличивается до 11.

При проходке горных выработок над кваршлагами № 7 и 15 в результате взрывов возникла система трещин, по которым начали циркулировать воды. По этой системе трещин воды из зон разломов, обладающие повышенной щелочностью (рН 9 и выше, за счет разложения нефелина), при смешении с относительно кислыми поверхностными водами, проникающими в месторождение через трещины, создают благоприятную среду для выпадения геля кремневой кислоты, ибо, согласно данным Рэя и Гангули, с понижением щелочности раствора при рН 7 (фактический замер) нужно ожидать образование опала.

Это значение рН приводит не только к выпадению опала из растворов, но и к образованию сталактитов или почковидных выделений этого минерала на свежих штабелях горных пород в Ловозере (Герасимовский, 1946).

Выпадение опала из растворов еще раз подчеркивает значение рН в сложном процессе минералообразования, протекавшем в нефелиновых сиенитах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Герасимовский В. И. Опал, содержащий щелочи. В сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии» Изд-во АН СССР, 1946.
- Ray R. C. a. Ganguli. The optimum conditions for the formation of silicagel from alkali silicate solutions.— J. Phys. Chem., v. 34, № 2, 1930.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

И. С. КОЗЛОВА

ЭВДИАЛИТ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ
ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

Эвдиалит — сравнительно редкий минерал. В СССР он известен в щелочных и нефелиновых сиенитах Кольского полуострова, в Тувинской автономной области, в Красноярском крае; за границей — в Юльянегоб (Гренландия), на островах Лангезундфиорда (Норвегия), на Мадагаскаре (близ Ампасибитика) и в других местах. Указаний на находки эвдиалита в щелочных породах Средней Азии в литературе до сего времени не было.

Эвдиалит был обнаружен автором в дайках щелочных сиенитов южного склона Таласского хребта. Они залегают в известняках кембрия и являются, скорее всего, апофизами небольшого сиенитового штока. Главная масса даек приурочена к широтным, круто падающим ($70-85^\circ$) на север трещинам разрыва, секущим слоистость известняков вкрест простирания. Значительно меньше распространены пластовые дайки, залегающие согласно со слоистостью вмещающих их известняков. Мощность даек изменяется от нескольких сантиметров до 1,0—1,5 м; максимальная длина по простиранию достигает 100 м.

По составу среди даек выделяются: граносиениты, кварцевые сиениты, биотитовые, рибекитовые, эгириновые и нефелиновые сиениты, часто в сильной степени измененные гидротермальными процессами.

Количество эвдиалита в дайках изменяется от единичных знаков до нескольких процентов (10—15%) от общей массы породы. В последнем случае он наблюдается даже макроскопически — в виде мелких (0,5—1 мм), более или менее изометричных зерен розового цвета, со стекляннм блеском. В тонких осколках прозрачен; излом неровный. Твердость — 5,0—5,5.

Эвдиалит имеет правильные кристаллографические ограничения толстотаблитчатых кристаллов, реже образует неправильные, более или менее изометричные зерна. Размер их колеблется от 0,1 до 1 мм, в среднем 0,2—0,4 мм.

В шлифе минерал бесцветный, с высоким светопреломлением ($N_o = 1,620$, $N_e = 1,617$) и низким двупреломлением (от 0,003 до изотропного). Плеохроизм отсутствует. В зернах эвдиалита наблюдается несовершенная спайность по {0001}. Оптически одноосный, отрицательный.

Часто наблюдается зональное строение кристаллов эвдиалита (рис. 1), обусловленное чередованием тонких зон с различным двупреломлением.

Таким образом, по своим оптическим свойствам минерал ближе всего к мезодиалиту, выделенному Е. Е. Костылевой (1937) как промежуточный тип между эвдиалитом и эвколитом.

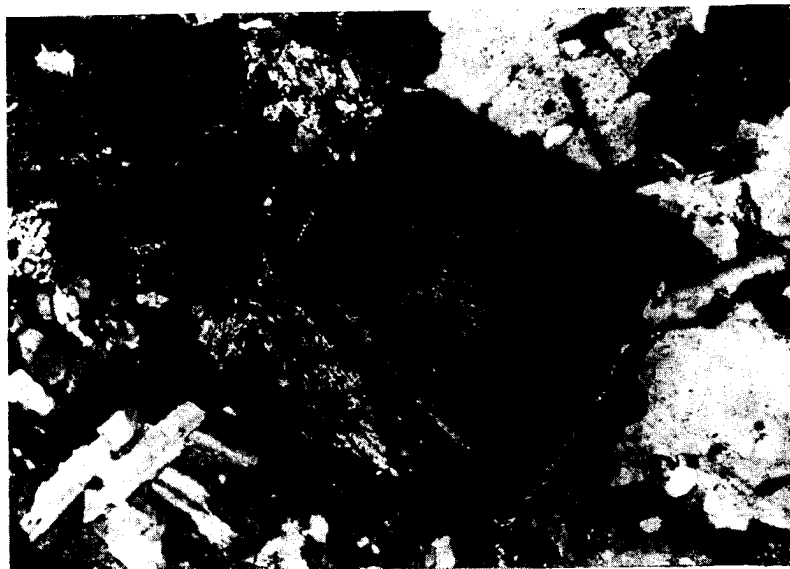


Рис. 1. Зональное строение кристалла эвдиалита. Увел. 90, с анализатором

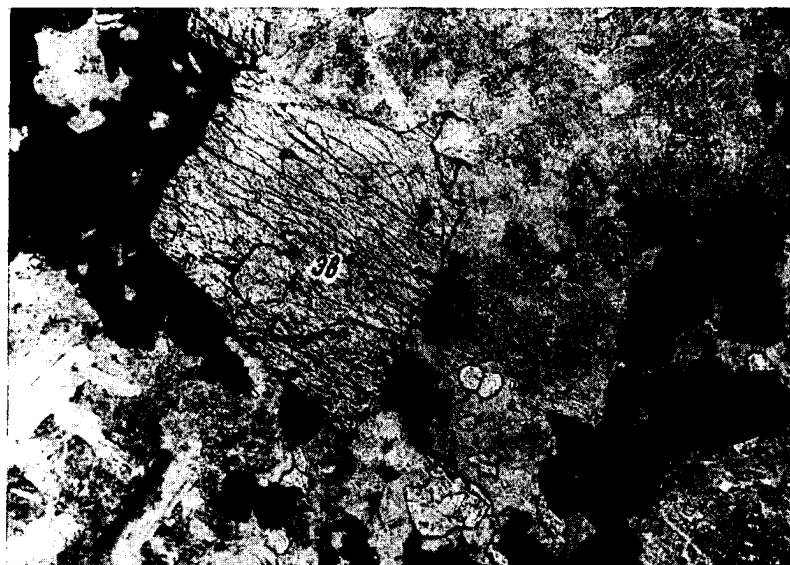


Рис. 2. То же, что рис. 1, без анализатора. Эв — эвдиалит, темное — эгирин

Исследования под микроскопом показали, что эвдиалит встречается в ассоциации с эгирином (рис. 1, 2), проявляя к зернам последнего заметный идиоморфизм или образуя в отдельных зернах его мелкие идиоморфные включения. По отношению к калиевому полевоому шпату он более ксеноморфен.

10 Труды Минералогич. музея, вып. 10

В зернах эвдиалита встречаются включения позднего альбита и карбоната.

В участках интенсивной альбитизации и канкринитизации сиенитов эвдиалит сравнительно легко подвергается изменениям. С краев он замещается желто-бурым мелкочешуйчатым агрегатом катаплеита и землистым изотропным цирфеситом ($N=1,620$). Отдельные зерна эвдиалита полностью замещены этими вторичными минералами.

В таблице 1 для сравнения приведены результаты полуколичественного спектрального анализа эвдиалитов Таласского хребта и других районов СССР.

Таблица 1

Состав эвдиалитов из щелочных пород Таласского хребта и Кольского полуострова (по данным полуколичественных анализов, в %)

Элементы	Эвдиалит из щелочных сиенитов Таласского хребта	Эвдиалит из фоййита Ловозерских тундр (образец Р. М. Яшиной)	Эвдиалит из пегматита Хибинских тундр (образец Л. С. Бородина)
Be	0,006—0,009	—	0,0002—0,0003
Pb	0,05	—	0,002—0,003
Sn	0,2—0,3	—	0,002—0,003
Cu	0,005	0,002—0,003	0,002—0,003
Zr	>10	>10	>10
Ta	0,05	—	0,02—0,03
Nb	2—3	0,6—0,9	2—3
W	—	—	0,05
Na	2—3	2—3	5
Ba	0,005	0,2—0,3	0,1
Sr	0,02—0,03	0,2—0,3	0,2—0,3
Ca	5	>10	>10
Al	0,6—0,9	0,2—0,3	0,2—0,3
Mg	0,06—0,09	0,2—0,3	0,2—0,3
Mn	0,6—0,9	0,6—0,9	0,6—0,9
Fe	0,6—0,9	0,6—0,9	2—3
Ti	0,2—0,3	0,2—0,3	0,2—0,3
Si	>10	>10	>10
Y	0,5	0,5	0,6—0,9
La	0,06—0,09	0,2—0,3	0,2—0,3
Ce	—	0,5	0,6—0,9
Eu	—	0,02—0,03	—

Анализ таласского эвдиалита (табл. 1, анализ 1) показал, что по своему составу описываемый минерал очень похож на эвдиалиты из фоййитов Ловозерских тундр (анализ 2) и из щелочных пегматитов Хибинских тундр (анализ 3). От ловозерского он отличается присутствием значительного количества олова (0,2—0,3%) и свинца (0,05%) и малым содержанием стронция (0,02—0,03%) и бария (0,005%). Кроме того, в эвдиалитах из Таласского хребта и из Ловозерских тундр не содержится вольфрама, который присутствует в эвдиалите из Хибин.

Рентгенохимический анализ, выполненный Л. А. Вороновой и Г. А. Муравицкой, обнаружил следующие элементы: Са — большое количество;

Zr > 10%; Y, Nb, K, Ce ~ 1%; La — 0,5%; Nd — 0,2%; Pr и Sm — 0,05%; Ti — 2%; Mn — 5%; Fe — 1%.

Рентгенограмма эвдиалита (табл. 2) показывает полное совпадение структуры данного минерала со структурой эвдиалита Хибинских тундр (образец Л. С. Бородина).

Таблица 2

Рентгенограмма эвдиалита
(Аналитик М. Т. Янченко)

Эвдиалит из щелочных пород Таласского хребта		Эвдиалит из Хибинских тундр (образец Л. С. Бородина)	
I	d	I	d
3	4,20	2	4,30
4	3,54	2	3,52
3	3,33	1	3,40
9	3,15	5	3,15
9	2,97	10	2,97
10	2,87	10	2,87
3	2,61	4	2,59
4	2,37	1	2,38
5	2,16	3	2,17
3	1,979	2	1,991
5	1,840	3	1,843
8	1,771	7	1,785
2	1,682	2	1,690
4	1,598	4	1,610
3	1,547	1	1,558
3	1,481	2	1,494
2	1,417	1	1,413
4	1,378	5	1,380

Таким образом, данные оптических, спектральных, рентгенохимических и рентгеноструктурных исследований позволяют нам отнести описываемый минерал к эвдиалиту.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолыздат, 1950.
Костылева Е. Е. В сб. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд. АН СССР, 1937.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

ИВАН КОСТОВ

ВИСМУТОВЫЙ ДЖЕМСОНИТ ИЛИ САХАРОВАИТ -
НОВЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ ВИД

В выпуске 7 «Трудов Минералогического музея» за 1955 г. опубликована статья М. С. Сахаровой «О висмутовых сульфосолях Устарасайского месторождения», в которой рассматриваются интересные висмутовые или богатые висмутом минералы. Среди последних описан минерал состава $2\text{PbS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3 \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$, который, согласно данным рентгеноструктурного анализа, определен как висмутовый джемсонит. Как известно, химический состав джемсонита — $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$, формулу которого можно написать: $\text{Pb}_4\text{Sb}_6\text{S}_{13}$, если не учитывать присутствия железа. В анализах джемсонита содержится около 40% Pb, тогда как химический анализ висмутового джемсонита М. С. Сахаровой показал 32,25% Pb. На самом деле формула $\text{Pb}(\text{Bi}, \text{Sb})_2\text{S}_4$ отвечает формулам цинкениита — PbSb_2S_4 и галено-бисмутита — PbBi_2S_4 . Для цинкениита, кстати, также дается и формула $\text{Pb}_6\text{Sb}_{14}\text{S}_{27}$ (Palache, Berman a Frondel, 1944), несмотря на то, что анализ типичного цинкениита из Вольфсберга в Гарце почти точно соответствует составу идеального PbSb_2S_4 . Килеит, рассматриваемый и как ромбическая разновидность гексагонального цинкениита (Ramdohr, 1950), отвечает больше минералу состава $\text{Pb}_4\text{Sb}_{10}\text{S}_{19}$ «Минералогия» Дэна, анализ 5) и аналогичен резбаниту — минералу, промежуточному между цинкениитом и фюлеппитом, — $\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$.

Если иметь в виду только химический состав минерала, то описываемый М. С. Сахаровой висмутовый джемсонит следовало бы отнести к цинкенииту или галено-бисмутиту. По данным рентгеноструктурного анализа, однако, висмутовый джемсонит существенно отличается от цинкениита и галено-бисмутита, хотя и близок по составу к джемсониту.

Последнее обстоятельство дает основание автору рассматривать исследованный минерал как разновидность джемсонита. При сравнении межплоскостных расстояний этих двух минералов устанавливаются, однако, и некоторые различия. Таблица 1, приведенная из работы М. С. Сахаровой, это положение подтверждает.

Если иметь в виду, что некоторые из свинцовых сульфосолей имеют близкие рентгенограммы, например, висмутинит и устарасит (новый минеральный вид, установленный тем же автором), а также несоответствие между данными химического и рентгеноструктурного анализа для висмутового джемсонита, то возникает предположение — не является ли это соединение новым минеральным видом с формулой PbBiSbS_4 . Ограниченный изоморфизм между сурьмяными и висмутовыми сульфосолями и со-

Таблица 1

Межплоскостные расстояния джемсонита

Номера линий	Висмутовый джемсонит из Устарасая		Стандартный джемсонит по Харктуру	
	I	d	I	d
1	Сильная	3,412	3,00	3,40
2	Слабая	3,093	1,0 (шир.)	3,10
3	Очень слабая . . .	2,960	—	—
4	Слабая	2,811	2,0	2,81
5	Средняя	2,721	2,0	2,72
6	Слабая	2,299	1,0	2,28
7	»	2,244	1,0	2,23
8	Средняя двойная .	2,031	1,0	2,04
9	—	—	1,0	2,01
10	Слабая	1,912	0,5	1,90
11	Очень слабая . . .	1,881	—	—
12	Слабая	1,849	1,0	1,82
13	»	1,721	0,5	1,71

держание в висмутовом джемсоните Bi_2S_3 и Sb_2S_3 , при их отношении 1 : 1, позволяют также рассматривать это соединение как новый минерал.

Если существование висмутового джемсонита как самостоятельного минерального вида будет доказано, то предлагаем назвать его сахароваитом в честь открывателя.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолыздат, 1950.
 Сахарова М. С. О висмутовых сульфосолях Устарасайского месторождения. — Труды Минер. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
 G. A. Hargrout. Tables for the identification of the ore minerals by X-ray powder patterns. — Amer. Min., v. 27, 1942.
 Palache Ch., Berman H. a. Frondel Cl. The system of mineralogy. New York, 1944.
 Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1950.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

И. Е. МАЛЬЦЕВ

ТРИПЛИТ ИЗ ПЕГМАТИТА ИЛЬМЕНСКИХ ГОР

Во время полевых работ летом 1955 г. мною был найден минерал, ранее неизвестный в Ильменских горах; при исследовании он оказался триплитом.

Эта находка представляет интерес еще и потому, что в СССР триплит известен с недавних пор и в очень немногих местах; в пегматитах Туркестанского хребта и в гидротермальных жилах Забайкалья и Южного Казахстана (Поваренных, 1950; Лебедев, 1952). Указания о находках триплита на Урале нам не известны.

Триплит¹ найден в копи № 197, заложеной Е. В. Араловец в 1940 г. Копь расположена к западу от Большого Миассова озера, в лесном квартале 23.

Копью вскрыта зональная кварцево-полевошпатовая жила, залегающая в биотитовых сиенито-гнейсах.

В жильном теле развиты две симметричные зоны: кварцево-полевошпатовая зона с графической структурой и кварцево-амазонитовая с пегматоидной структурой. При этом вторая зона подвергалась интенсивной альбитизации. В кварцево-амазонитовой зоне в небольшом количестве встречаются биотит, магнетит, спессартин, малакон, колумбит и гельвин.

Триплит встречен в виде обломка кристалла (около 2 см в диаметре) в кварцево-амазонитовом пегматите и в виде неправильных выделений — в сахаровидном альбите. В шлифе видно, как триплит разъеден альбитом (рис. 1).

Твердость минерала — 4,5. Спайность наблюдается по трем взаимоперпендикулярным направлениям: (100) — ясная, (010) и (101) — неясная. Излом раковистый. Блеск на плоскостях спайности стеклянный, на изломе жирный. Цвет темно-коричневый от вторичных окислов марганца, в тонких осколках буровато-желтый, в шлифе бесцветен. Оптические свойства триплита изучал научный сотрудник А. Г. Баженов. Дисперсия $r > v$. Показатели преломления определены иммерсионным методом, при дневном свете, с использованием эффекта В. Д. Татарского, $N_g = 1,689 \pm 0,002$, $N_m = 1,671 \pm 0,002$, $N_r = 1,661 \pm 0,002$; $2V = + 86-88^\circ$ (определялось на теодолитном столике Е. С. Федорова по выходу одной оптической оси).

Минерал легко растворяется в кислотах. В азотнокислом растворе с молибденовокислым аммонием образуется желтый осадок (реакция на фос-

¹ В большем количестве триплит найден в 1956 г. Б. А. Макаровичем в копии № 395 (оз. Таткуль), заложеной в 1948 г. Ф. Е. Омельченко.

фор), а при кипячении с суриком раствор становится фиолетово-красным (реакция на марганец).

Количественный химический анализ произведен в химической лаборатории Ильменского заповедника им. В. И. Ленина химиком-аналитиком

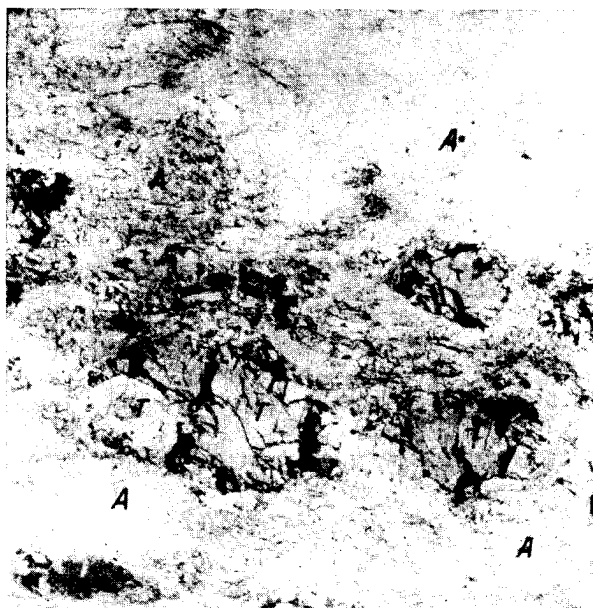


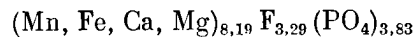
Рис. 1. Триплит (Т) в альбите (А). Проходящий свет, при одном николе, увел. 10

К. А. Гонибесовой. Для анализа использована часть обломка кристалла, найденного в кварцево-амазонитовом пегматите. Определение фосфора производилось из отдельной навески. Фосфор осаждался молибденово-кислым аммонием, с последующим осаждением магниальной смесью и прокаливанием в виде пирофосфата магния. Фтор определяли методом Берцелиуса, содержание окиси марганца — весовым путем. Двуокись марганца в присутствии закисного железа определялась по методике У. Д. Брегванадзе¹. Прямое определение воды провести не представлялось возможным, а определять потери при прокаливании в данном случае не имело смысла, так как это привело бы к окислению Mn^{II} и Fe^{II} и к искажению результатов.

Пробу для анализа отбирали под стереоскопическим микроскопом, но полностью освободиться от продуктов окисления триплита не удалось. Поэтому при вычислении формулы двуокись марганца не учитывалась.

Пересчет исходных данных на эмпирическую формулу триплита был произведен по кислороду (метод В. С. Соболева) и по фосфору (метод А. И. Гинзбурга, 1954) (см. табл.).

Пересчет по методу В. С. Соболева дает следующую эмпирическую формулу



или округленно: $(Mn, Fe, Ca, Mg)_8 F_3 (PO_4)_4$

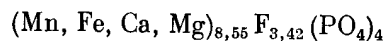
¹ Реферативный журнал «Химия» 1955 г., № 23, реферат 55366.

Таблица

Химический анализ и расчет формулы триплита из пегматита Ильменских гор

Компоненты	Процентное содержание	Молекулярные количества	Атомные количества катионов	Атомные количества кислорода	Атомные количества кислорода, рассчитанные на 20	Число атомов катионов	Атомные количества катионов, рассчитанные на четыре фосфора
SiO ₂ . . .	Нет	—	—	—	—	—	—
TiO ₂ . . .	»	—	—	—	—	—	—
MnO ₂ . . .	2,35	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	Нет	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ . . .	»	—	—	—	—	—	—
MnO . . .	51,77	730	730	730	6,56	6,56	6,84
FeO	8,49	118	118	118	1,05	1,05	1,11
CaO	2,21	039	039	039	0,35	0,35	0,36
MgO	1,05	026	026	026	0,23	0,23	0,24
F	6,94	365	365	365	3,29	3,29	3,42
P ₂ O ₅ . . .	30,27	213	426	1065	9,55	3,83	4,00
Сумма . .	103,08			2343	21,03	—	—
—O=F ₂ . .	—2,09	—	—	—115	—1,03	—	—
	100,18	—	—	2228	20	—	—

При пересчете по методу А. И. Гинзбурга получен близкий результат:



или, удвоив:



В обоих случаях наблюдается недостаток фтора и избыток катионов. Дефицит фтора объясняется, по-видимому, частичным замещением его гидроксильной группой.

В литературе указывается на возможность такого рода замещения в триплите: «(ОН) замещает в небольшой доле F, но предел этого замещения еще не ясен, потому что весьма вероятно присутствие неконституционной воды вследствие изменения» (Дэна, 1954).

В нашем случае такое замещение, если оно имеет место, должно быть довольно значительным, до отношения (ОН) : F = 1 : 6.

Некоторый избыток катионов в полученных формулах может быть объяснен тем, что наряду с Mn^{II} имеется и Mn^{III}, что не могло быть учтено, так как нет надежных методик определения Mn^{III}.

Из сказанного следует, что описываемый триплит относится к богатой марганцем разновидности с соотношением Mg : Ca : Fe : Mn = 1 : 1,5 : 4,5 : 28.

Из приводимых в литературе данных о триплите ильменский триплит наиболее близок по составу и свойствам к триплиту из Аризоны, Богдад, гора Лома (Дэна, 1954).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Г и н з б у р г А. И. О процессах окисления фосфатов железа в гранитных пегматитах.— Труды Минер. музея АН СССР, вып. 6, 1954.
- Г и н з б у р г А. И. и К р у г л о в а Н. А. Марганцовистый триплит из пегматитов Туркестанского хребта.— Труды Минер. музея АН СССР, вып. 4, 1952.
- Д э н а Дж. Д. и др. Система минералогии, т. II., полутом 2. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
- Л е б е д е в Л. М. Триплит из Забайкалья и процессы его изменения. Труды Минер. музея АН СССР, вып. 4, 1952.
- П о в а р е н н ы х А. С. Триплит и апатит в гидротермальных жилах Южного Казахстана. Записки Минер. об-ва, ч. 59, вып. 3, 1950.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Н. Н. МОЗГОВА И С. Д. ЧЕТВЕРИКОВ

О ДАННЕМОРИТЕ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕТЮХЕ

В пустотах скарновых месторождений Тетюхе встречаются интересные минеральные образования, представленные белыми или серовато-белыми кожистыми и ватоподобными массами, которые покрывают в виде оболочек друзы кальцита, кварца и других минералов (рис. 1). Для них

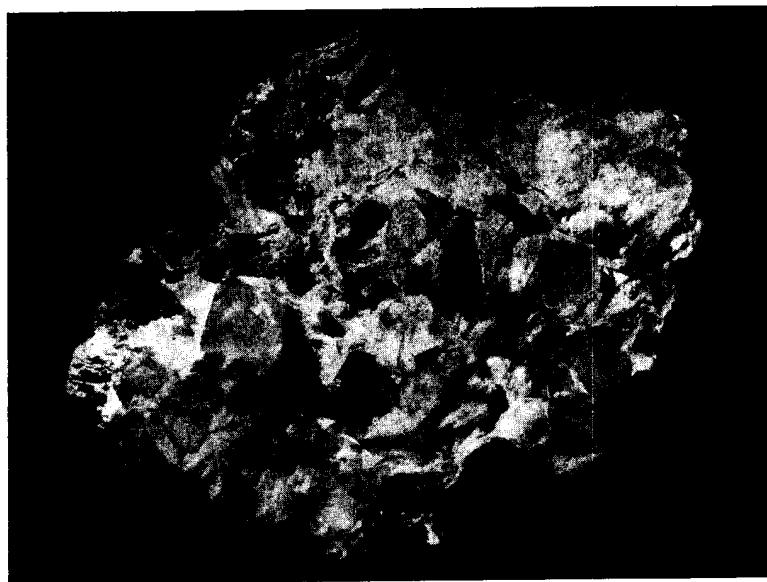


Рис. 1. Пленка амфибола на друзе дипирамидального кварца.
Нат. вел.

типичен парагенезис с дипирамидальным кварцем, ильваитом, адуляром, стильпномеланом и иногда с гранатом. В некоторых случаях площадь поверхности подобных оболочек, похожих по внешнему виду на старый пергамент, достигает нескольких метров. Реже наблюдаются более массивные скопления, похожие на горную пробку и чаще всего ассоциирующиеся с длиннопризматическим кварцем (рис. 2). В воде, скопившейся на дне некоторых скарновых полостей, это минеральное вещество находится в виде сгустков и гелеподобных масс.

Долгое время все указанные образования в тетюхинских месторождениях по внешнему сходству принимались за палыгорскит. Только Л. Н. Хетчиков, изучавший месторождение I Советского рудника, на основе рентгеновских данных установил принадлежность этого минерала к амфиболам. Он же, на основании химического анализа, высказал предположение, что, возможно, амфибол Тетюхе является новым минеральным

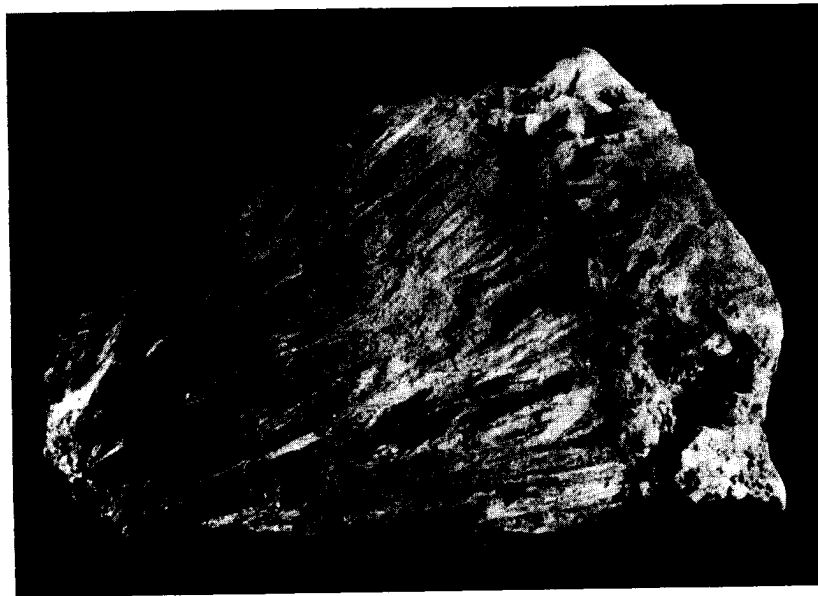


Рис. 2. Амфибол с кварцем на лучистом агрегате манган-геденбергита.
Нат. вел.

видом, близким к актинолиту. Исходя из условий нахождения, морфологических особенностей и поведения минерала в воде, Л. Н. Хетчиков сделал вывод о его коллоидном происхождении (1955).

Почти одновременно с Л. Н. Хетчиковым нами было проведено изучение аналогичного волокнистого минерала из скарных пустот другого тетюхинского месторождения — „Верхнего рудника“. Полученные результаты также подтвердили принадлежность данного минерала к группе амфиболов.

Микроскопическое изучение уже при небольших увеличениях показало, что кожистые оболочки этого минерала состоят из тонких и длинных волокон, в то время как пробкоподобные массы представлены более коротковолокнистыми разностями. Помимо волокон, и в первой и во второй разновидностях наблюдаются включения темных сферолитов. В спутанных длиноволокнистых массах сферолиты распределены неравномерно и находятся между волокнами. Иногда в таком же положении в волокнистой массе можно наблюдать более крупные (до 2 мм по оси IV) совершенные кристаллы дипирамидального кварца и, реже, ильваита и андрадита. В коротковолокнистых разностях волоконца обрастают темные ядра и в целом представляют собой как бы укрупненные, окристаллизованные с периферии сферолиты. Последнее, действительно, может свидетельствовать о коллоидном происхождении минерала.

Вследствие очень тонкой волокнистости материала удалось определить только величину угла погасания отдельных волокон (в общей массе погасание прямое), положительное удлинение и два показателя преломления. Полученные константы и данные по сходным минералам приведены в табл. 1. Определение показателей преломления темных сферолитов дало цифру $n_{\text{ср}} = 1,640$.

Таблица 1

Оптические константы и удельные веса амфиболов

Образец	n_g	n_p	n_m	$n_g - n_p$	cNg	2V	Уд. вес
Железисто-кальцевый амфибол из „Верхнего рудника“	1,706	—	1,686	0,020	8—14°	—	3,2663*
Железисто-кальцевый амфибол из „I Советского рудника“, по Хетчикову (1955)	1,664	—	1,658	0,007— —0,008	0	—	—
Амфибол из Лянгара, по Мясникову (1951)	1,704	1,669	1,697	0,035	12— 12,5	Большой отрицат.	3,365
Даннеморит, по Сундьюсу (1924)	1,713	1,673	1,697	0,040	12	(—) 80°	3,516
Грюнерит, по Ларсену (1937)	1,700	1,663	1,684	0,034	11	(—) 85—86	3,52
Амосит, по Вермаасу (1952)	1,725— —1,700	1,675— —1,662	0,700— —1,725	0,040	5—13	(—) 82—87	3,48
Куммингтонит, по Ю. Ир. Половинкиной (1953)	1,693	1,660	1,677	0,033	12—22	(—) 84—86	3,47
Актинолит, по Винчеллу (1953)	1,641	1,618	1,633	0,023	15	(—) 81,5	3,04

* Определен гидростатическим взвешиванием в спирте, среднее из трех измерений.

Для выяснения природы сферолитов были сняты дебаграммы с образцов с разной степенью насыщенности подобными образованиями. На всех снимках появились в общем одни и те же линии. Кроме того, рентнограммы сферолитов, незначительное количество которых с трудом удалось выделить, обнаруживают большое сходство межплоскостных расстояний и интенсивностей линий с дебаграммами смеси (табл. 2). Линии, получившиеся на снимках сферолитов, — размыты и расположены на интенсивном фоне, что свидетельствует о плохой окристаллизованности материала. На основании указанных данных мы отнесли и сферолиты и волокна к одному минеральному виду в состоянии различной окристаллизованности. В табл. 2, кроме результатов расчета рентнограмм амфибола из Тетюхе, приведены для сравнения рентгеновские характеристики амфиболов из группы куммингтонита и актинолита южноафриканских месторождений и куммингтонита из Кривого Рога.

Сопоставление данных, помещенных в табл. 1 и 2, показывает, что по оптическим свойствам и дебаграммам тетюхинский амфибол более сходен

Рентгеновая характеристика амфиболов из Тетюхе и других месторождений¹

Таблица 2

Номера линий	Тетюхе *								Кривой Рог (Половинкина, 1953)		Южная Африка (Vermaas, 1952)							
	Волонистый амфибол						Сферолиты		Куммингтонит		Грюнерит		Амозит		Куммингтонит		Актинолит	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
1	8	{9,17 8,41	10	{9,40 8,35	9	9,17	—	—	—	—	4	9,25	3	9,28	—	—	—	—
2	—	—	2	4,98	—	—	—	—	—	—	40	8,24	10	8,30	4	8,33	5	8,26
3	1	4,56	2	4,57	1	4,56	—	—	1	4,64	3	4,61	4	4,58	3	4,55	2	4,98
4	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,14	3	4,16	4	4,16	3	4,16	1	4,12
5	—	—	1	3,94	—	—	—	—	3	3,88	1	3,85	2	3,85	4	3,87	1	3,84
6	—	—	—	—	—	—	4	3,63	2	3,60	1	3,61	1	3,58	2	3,60	—	—
7	5	3,39	5	3,39	6	3,45	3	3,37	3	3,46	—	—	—	—	—	—	—	—
8	3	3,30	—	—	3	3,30	—	—	10	3,35	3	3,34	4	3,36	4	3,42	5	3,36
9	9	3,15	9	3,15	10	3,13	10	3,05	3	3,25	3	3,24	6	3,25	6	3,27	6	3,23
10	3	3,00	3	3,01	2	3,00	—	—	10	3,06	10	3,05	10	3,05	5	3,08	10	3,09
11	10	2,73	10	{2,81 2,73	10	2,75	5	2,70	1	3,04	—	—	—	—	—	—	1	2,918
12	7	2,63	7	2,69	9	2,64	—	—	1	2,95	9	2,751	8	2,746	10	2,754	1	2,768
13	8	2,54	7	2,54	9	2,57	—	—	6	2,63	6	2,621	7	2,622	6	2,627	9	2,686
14	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,52	2	2,522	3	2,510	6	2,516	2	2,57
15	1	2,41	—	—	—	—	5	2,46	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,508
16	6	2,37	6	2,37	4	2,35	—	—	1	2,44	1	2,423	—	—	1	2,419	—	—
17	4	2,29	2	2,29	—	—	—	—	4	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—
18	8	2,18	7	2,18	9	2,18	—	—	1	2,24	4	2,287	2	2,292	5	2,303	8	2,308
19	—	—	7	2,07	—	—	6	2,10	6	2,20	7	2,192	6	2,194	8	2,194	8	2,157
									2	2,10	—	—	—	—	3	2,101	—	—

О даннеюрупе из месторождения Тетюхе

Таблица 2 (продолжение)

Номера линий	Тетюхе *								Кривой Рог (Половинкина, 1953)		Южная Африка (Вертаас, 1952)							
	Волнистый амфибол						Сферолиты		Куммингтонит		Грюнерит		Амозит		Куммингтонит		Актинолит	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
20	7	2,03	7	2,03	3	2,03	—	—	2	2,06	2	2,038	2	2,036	3	2,041	8	1,998
21	2	1,90	2	1,908	4	1,902	5	1,914	3	1,97	—	—	—	—	3	1,959	6	1,876
22	1	1,83	1	1,832	3	1,830	—	—	4	1,84	—	—	—	—	—	—	7	1,802
23	2	1,757	1	1,783	3	1,761	—	—	1	1,80	—	—	—	—	—	—	1	1,741
24	2	1,705	1	1,707	3	1,709	—	—	1	1,72	—	—	—	—	—	—	—	—
25	6	1,669	5	1,671	—	—	—	—	8	1,67	8	1,657	6	1,659	7	1,663	1	1,68
26	6	1,635	3	1,639	7	1,639	4	1,637	4	1,63	5	1,629	4	1,628	4	1,633	9	1,639
27	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,60	—	—	—	—	—	—	1	1,612
28	6	1,590	5	1,592	8	1,594	—	—	1	1,59	—	—	—	—	3	1,599	8	1,576
29	—	—	—	—	—	—	5	1,543	4	1,55	4	1,549	2	1,548	2	1,555	1	1,549
30	8	1,525	8	1,527	9	1,527	—	—	7	1,53	7	1,517	6	1,518	7	1,527	1	1,525
31	7	1,455	7	1,461	4	1,455	—	—	2	1,47	1	1,464	1	1,466	2	1,464	8	1,499
32	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,44	—	—	—	—	1	1,436	10	1,433
33	1	1,41	—	—	—	—	—	—	8	1,40	9	1,399	9	1,400	9	1,409	—	—
34	3	1,374	4	1,378	—	—	—	—	4	1,38	—	—	—	—	3	1,386	—	—
35	2	1,35	2	1,351	—	—	—	—	1	1,37	—	—	—	—	—	—	4	1,356
36	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,33	3	1,329	3	1,327	3	1,335	4	1,332
37	7	1,308	7	1,316	8	1,312	—	—	7	1,30	—	—	—	—	2	1,305	4	1,307
38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1,298	6	1,299	8	1,301	4	1,291
39	1	1,283	1	1,286	2	1,286	—	—	2	1,27	3	1,272	2	1,273	4	1,280	—	—
40	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,26	—	—	—	—	3	1,258	—	—
41	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,23	1	1,227	—	—	3	1,231	—	—

Таблица 2 (продолжение)

Номера линий	Тетюхе ²								Кривой Рог (Половинкина, 1953)		Южная Африка (Vermaas, 1952)							
	Волокнистый амфибол						Сферолиты		Куммингтонит		Грюнерит		Амосит		Куммингтонит		Актинолит	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
42	4	1,209	4	1,208	1	1,214	—	—	1	1,20	—	—	—	—	—	—	3	1,198
43	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,18	2	1,183	3	1,189	6	1,187	1	1,189
44	2	1,173	—	—	—	—	—	—	1	1,17	—	—	—	—	3	1,171	—	—
45	1	1,139	1	1,144	—	—	—	—	1	1,15	—	—	—	—	—	—	2	1,158
46	2	1,122	—	—	—	—	—	—	2	1,12	2	1,13	3	1,121	—	—	4	1,123
47	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,08	1	1,08	1	1,076	—	—	5	1,079
48	8	1,06	8	{1,066 1,059}	—	—	—	—	3	1,06	—	—	—	—	—	—	1	1,061
49	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,04	8	1,040	—	1,041	5	1,042	9	1,047
50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,027	2	1,027	—	—	2	1,030
51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,014	1	1,009	—	—	1	1,004
52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,998	2	0,992	—	—	8	0,987
53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	0,952
54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	0,934
55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	0,920
56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	0,910
57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,907
58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,902
59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	0,900

¹ Рентгеновская характеристика даннеморита не помещена за отсутствием литературных данных.² Съемка производилась в Рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР, на Fe-излучении, 2R = 57,9; d = 0,6.

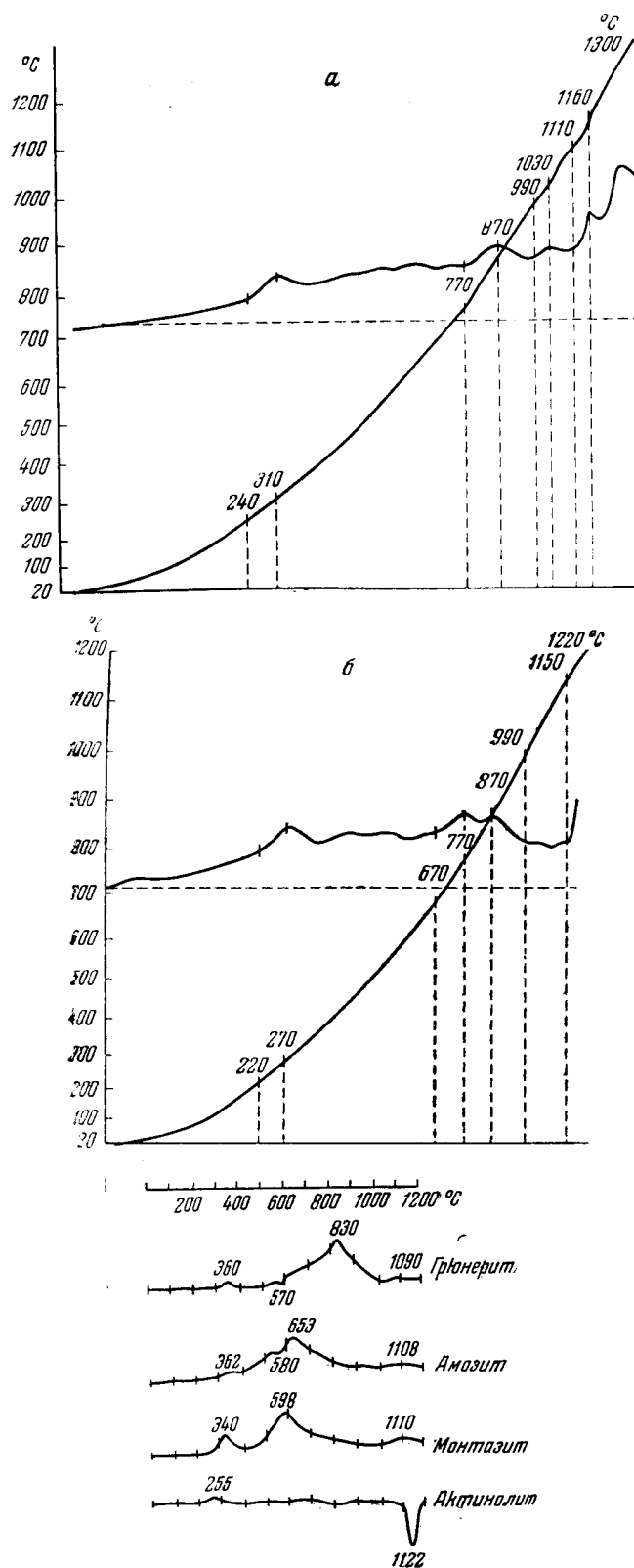


Рис. 3. Кривые нагревания амфибола.

а и б — амфибол из Тетюхе; в — амфиболы из месторождения Южной Африки (Vermaas, 1952)

с грюнеритом и его волокнистыми разновидностями — амозитом и мон-тазитом, чем с актинолитом. Сходство подтверждается также и термо-кривыми (рис. 3), которые как у тетюхинского амфибола, так и у грюне-рита и его разновидностей, характеризуются двумя наиболее ясно выра-женными экзотермическими пиками в области средних температур, обу-словленными, по всей вероятности, окислением железа и распадом струк-туры минерала. Однако относительное расположение экзотермических



Рис. 4. Микрофотография амфибола под электронным микроскопом. Увел. 13 000

максимумов для указанных минералов сильно варьирует, что, видимо, характеризует индивидуальную разницу между этими разновидностями. (Экзотермическими эффектами в области высоких температур на кривой амфибола из Тетюхе надо пренебречь, поскольку они обусловлены ог-раничениями опыта при небольшой навеске. Термограммы снимались в Термической лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством А. И. Цвет-кова).

Микрофотография, снятая под электронным микроскопом с увели-чением в 13 000 раз (рис. 4), также обнаруживает сходство с аналогич-ными снимками южноафриканских железистых амфиболов (Vermaas, 1952) и больше всего — с микрофотографией амозита. Оба амфибола представлены на снимках хорошо образованными кристаллами призма-тической формы с отношением длины к ширине около 1 : 5.

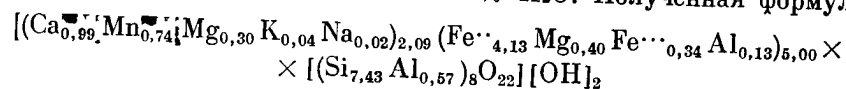
Студнеобразную массу амфибола из продюшины Верхнего рудника, предварительно высушенную при 105—110°, анализировали химически. В анализе (№ 1 в табл. 3), пересчитанном на высушенную навеску (было удалено 89,65% воды), количество воды занижено против обычного для данной группы минералов, что, вероятно, объясняется незначительным перегревом при удалении гигроскопической влаги. Поэтому при расчете

Таблица 3

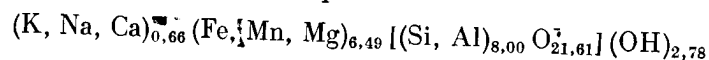
Химические анализы амфибола из Тетюхе и сходных с ним амфиболов из других месторождений

Описаны	Железисто-кальциевый амфибол, Тетюхе, Верхний рудник		Железисто-кальциевый амфибол, Тетюхе, I Советский рудник, по Хетчикову (1955)		Железисто-кальциевый амфибол, Лянгар, по Мясникову (1951)		Амосит, Южная Африка, по Вермаасу (1952)		Даннеморит, Данне-мора, по Эрдману (1851)		Даннеморит, Копатанка, по Космату (1905)		Куммингтонит, Кривой Рог, по Ю. Ир. Половининой (1924)	
	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество	Вес. %	Атомное количество
SiO ₂	47,16	785	41,85	697	45,35	759	49,47	824	48,89	814	49,58	826	49,44	823
TiO ₂	—	—	Следы	—	Следы	—	0,25	3	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	3,76	74	1,28	12	5,20	102	0,63	12	1,46	29	0,53	10	3,27	63
Fe ₂ O ₃	2,86	36	10,78	61	2,46	30	4,15	52	—	—	1,05	13	1,99	24
FeO	30,91	431	18,52	258	29,20	406	35,63	495	38,21	531	25,50	354	37,69	523
MnO	5,49	77	8,54	120	2,60	37	0,61	8	8,46	119	10,81	152	—	—
MgO	2,96	73	1,64	41	2,28	57	6,57	163	2,92	72	9,60	238	5,82	144
CaO	5,82	103	7,92	140	10,97	196	0,52	9	0,73	13	2,93	53	0,39	7
Na ₂ O	0,10	4	—	—	0,35	11	0,02	1	Не опр.	—	Не опр.	—	0,28	6
K ₂ O	0,21	4	—	—	0,40	8	0,20	4	» »	—	» »	—	—	—
H ₂ O	0,43	48	8,94	350	1,45	161	2,23	248	» »	—	» »	—	2,11	235
SO ₃	Не опр.	—	0,50	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	» »	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	» »	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	99,70	—	99,97	—	100,34	—	100,28	—	100,67	—	100,00	—	100,99	—
F ₂ =O	—	—	—	—	0,02 100,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Анали- тик	С. В. Хованский	Л. Б. Гумилович	В. С. Мясников	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

формулы амфибола прибавляли около 2% H₂O. Полученная формула



близка к приведенной в реферате работы Андреатта и Пирани (Andreatta a. Pirani, 1955) формуле даннеморита



(с содержанием FeO — 21,25%, MnO — 8,24%).

По сумме изложенных здесь данных описанный амфибол можно считать даннеморитом, марганцовисто-кальциевой разновидностью грюнерита, но, по сравнению с минералами группы куммингтонита, — с повышенным содержанием кальция.

Железисто-кальциевый амфибол, сходный по оптическим свойствам и химическому составу с амфиболом из Тетюхе, был описан В. С. Мясниковым (1951) для скарнов Лянгарского месторождения и назван им ферритремолитом, причем В. С. Мясников также подчеркивал сходство некоторых свойств данного минерала с грюнеритом.

Химические анализы тетюхинского амфибола, лянгарского ферритремолита и других сходных амфиболов приведены в табл. 3. На основании сравнения этих химических анализов можно высказать предположение о том, что амфиболы из Тетюхе и Лянгара являются переходными членами не установленного еще ряда куммингтонит — актинолит.

ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1953.
- Ларсен Е. и Берман Г. Определитель прозрачных минералов под микроскопом. ОНТИ, 1937.
- Мясников В. С. Минераль. скарнов Лянгарского месторождения в Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951.
- Половинкина Ю. Ир. О некоторых интересных амфиболах из пород Кривого Рога. — Записки Всес. минер. об-ва, серия II, ч. LIII, вып. 1, 1924.
- Половинкина Ю. Ир. Куммингтонит и щелочные амфиболы Кривого Рога. — Минер. сборник Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Хетчиков А. Н. и Тумилович Л. Б. Минералы из группы амфиболов коллоидного происхождения. — Сообщ. Дальневост. филиала АН СССР, вып. 8, 1955.
- Andreatta C., Pirani R. Um raro amfibolo manganesifero, dannemorite, nel giacimento ferrifero di Comasine in Val di Plio. (Gruppo dell Ortles). — Rc. Soc. miner. Italiana, Anno 11, 1955.
- Erdmann A. Eisenerz-Lagerstätte von Dannemora nach ihrer geologischen Beschaffenheit — Dannemora Jernmal. i Upsala Län. Stockholm, 1851.
- Kossmat, F. u. John C. Das Mangan-Eisenerzlager von Macskamező in Ungarn. — Zs. prakt. Geol., Bd. 13, 1905.
- Sundius W. Zur Kenntnis der Monoklinen Ca-armen Amphibole (Grünerit -Cumingtonit Reine). — Geol. Fören. Förh. Stockholm, Bd. 46, Hf. 2, 1924.
- Vermaas I. H. S. The amphibole asbestos of South Africa. — Trans. a proc. Geol. soc. of South Africa, v. 55, 1952.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

С. И. НАБОКО

ОСАЖДЕНИЕ ЯРОЗИТА ИЗ КИСЛОЙ СУЛЬФАТНОЙ ВОДЫ
НИЖНЕ-МЕНДЕЛЕЕВСКОГО ТЕРМАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА
(ОСТРОВ КУНАШИР)

Из вод термальных источников Камчатки, при выходе их из более глубоких горизонтов на поверхность, в связи с изменением внешнего давления и температуры, а также режима кислорода, осаждаются минеральные вещества.

Состав осадков отражает состав воды: из сероводородных вод при окислении H_2S выпадает сульфурит, из перегретых щелочных вод, богатых кремнекислотой, — опал, из карбонатных вод, в результате выделения CO_2 , — карбонат кальция, из кислых сульфатных вод, богатых алюминием и железом, при изменении рН воды — гидроокислы алюминия и железа. Однако состав осадков только частично отражает состав вод, поскольку не все компоненты образуют нерастворимые продукты реакций.

При изучении в 1955 г. состояния вулканов на острове Кунашир (Курильские острова) мы обнаружили в русле Нижне-Менделеевского источника своеобразные осадки, состоящие из ярозита. Источник вытекает с подножия действующего вулкана Менделеева на высоте 150 м от уровня океана. Минеральный состав воды обусловлен растворением на некоторой глубине в инфильтрационных водах вулканических газов, отделяющихся от остывающей магмы, и взаимодействием образовавшихся сульфатно-хлоридных вод с породами. Не растворившиеся при этих условиях вулканические газы — H_2S и CO_2 — достигали поверхности; при благоприятном рельефе, обеспечивающем скопление грунтовых и поверхностных вод, на месте их выхода образовались водоемники с кислой сульфатной водой (табл. 1, анализ 2). На больших высотах, на крутых склонах вулкана, не благоприятных для скопления вод, выходили газосы струи. Газ в основном состоит из паров воды, углекислоты, сероводорода и сернистого ангидрида. Искусственный конденсат сульфатных газов по своему составу близок к воде гидросульфат (табл. 1, анализ 1). В отличие от воды Нижне-Менделеевского источника искусственный конденсат и вода гидросульфат содержат меньше хлора. Вулканический хлористый водород частично потерялся, растворившись в инфильтрационных водах, которые вышли на поверхность (Нижне-Менделеевский источник; табл. 1, анализ 3).

Катионный состав вод в основном обусловлен составом пород, с которыми контактировали эти воды. Об интенсивном извлечении из пород минералообразующих окислов такими водами можно судить по перерож-

денцию глыбы лавы, пролежавшей в русле Нижне-Менделеевского источника (табл. 2).

Из породы кислой (рН 1,63) сульфатно-хлоридной водой извлекались в основном все ее компоненты, кроме кремния и титана, которыми и обогащалась перерожденная порода. Внутренняя часть глыбы изменена меньше, чем внешняя.

Таблица 1

Состав воды в районе вулкана Менделеева (в г/л)

Компоненты	1 Конденсат сульфатных газов	2 Вода гидросульфатная	3 Вода Нижне-Менделеевского источника
H	—	0,0080	0,0235
NH ₄	Следы	—	0,0323
K	} 0,0654	0,0069	0,1480
Na			0,0967
Ca			0,1871
Mg			0,0847
Al	—	0,2360	0,0300
Fe ²⁺	} 0,0280	0,0502	0,2450
Fe ³⁺		0,1529	0,0050
Cl	Следы	0,2213	1,0650
SO ₄ "	0,0493	1,6772	1,0521
HSO ₄ '	—	0,5354	0,9835
CO ₂	—	—	0,0250
H ₂ SiO ₃	0,0622	0,3666	0,3372
H ₂ BO ₃	—	Нет	0,0508
Общ. мин.	—	3,2929	—
рН	5,65	2,10	1,63
Аналитик	Е. П. Рябичкина	Е. Ф. Прокофьева	Е. П. Рябичкина

Нижне-Менделеевский источник (рис. 1) на расстояние около 15 м течет по горизонтальной площадке, спадая водопадом в реку. На выходе вода имеет температуру 92°. Она кислая (рН 1,63), сульфатно-хлоридная, минерализованная (4,28 г/л), содержит закисное железо, алюминий, кальций, магний, натрий и калий (табл. 1, анализ 3). На месте выхода воды из нее редкими пузырьками выделяются газы, состоящие из азота — 87,70%, углекислого газа — 10,55%, водорода — 0,40%, метана — 0,35% и кислорода — 1,00% (анализ К. П. Флоренского).

В 1 м от устья из воды источника осаждается сульфурит. Вода медленно течет по площадке, охлаждаясь и окисляясь. В 5—8 м от устья она имеет температуру 82°, и здесь осаждается бурый глинистый осадок. На расстоянии 10 м вода имеет температуру 70°; здесь образуются отложения, состоящие из ярозита с примесью опала. Они имеют ячеистую текстуру, плотные, бурого цвета (рис. 2).

Как видно из приведенных данных, отношения основных компонентов ярозита довольно близки к теоретическим; вода частью связана с опалом.

Таблица 2

**Состав свежей лавы и лавы, пролежавшей в воде
Нижне-Менделеевского источника**

Компоненты	Свежая лава	Глыба, пролежавшая в воде Нижне-Менделеевского источника	
		внутренняя часть	внешняя часть
SiO ₂	52,27	79,22	90,92
TiO ₂	0,80	0,98	1,08
Al ₂ O ₃	16,91	2,50	2,87
Fe ₂ O ₃	3,84	6,26	0,25
FeO	6,58	—	—
MgO	4,94	0,14	0,34
CaO	19,24	0,20	0,06
Na ₂ O	2,10	0,65	—
K ₂ O	0,69	0,38	—
H ₂ O ⁺	0,35	1,67	0,09
H ₂ O ⁻	0,82	8,06	1,37
			3,11
Сумма	99,64	100,06	100,09
Аналитик	В. П. Энман	В. Г. Сильниченко	

Таблица 3

Химический состав осадка

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Пересчет на ярозит
SiO ₂	14,80	247	—
Al ₂ O ₃	1,08	10	} 2,91
Fe ₂ O ₃	37,28	232	
CaO	0,04	—	—
Na ₂ O	3,17	50	} 1
K ₂ O	3,16	33	
SO ₃	25,33	317	3,82
AsO ₃	0,80	—	—
H ₂ O	12,45	692	8,33
Аналитик	В. Г. Сильниченко		

Судя по химическому анализу (табл. 3), осадок состоит на 80% из ярозита. Ярозит — натрово-калиевый, количественные отношения Na₂O : K₂O = 1,0 : 1,0. В воде, из которой осадился ярозит, калия больше, чем натрия, т. е. в продукты реакций натрия входил избирательно по-

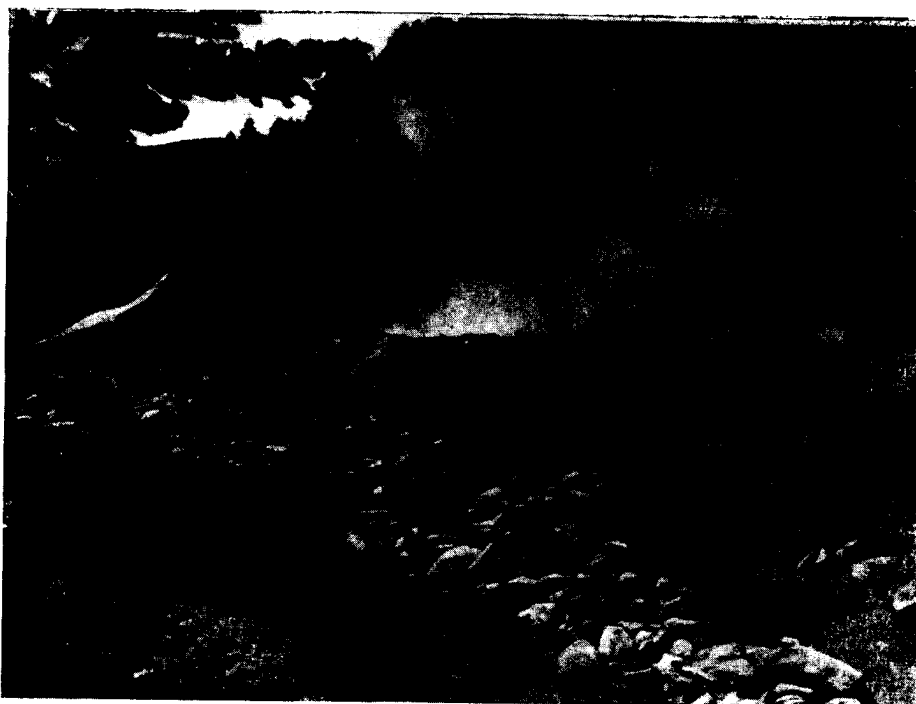


Рис. 1. Нижне-Менделеевский термальный источник у подножия вулкана Менделеева.
Терраса сложена ярозитами

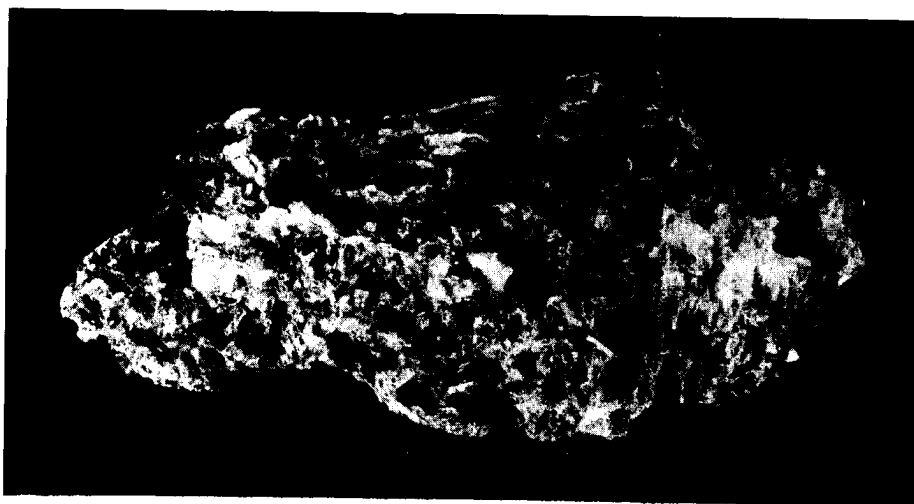


Рис. 2. Образец ярозита, отложившегося в русле Нижне-Менделеевского источника.
Нат. вел.

ношению к калию. Алюминий в ярозите присутствует в незначительных количествах, замещая железо в пропорции 1 : 34 (в воде $\text{Al} : \text{Fe} = 1 : 8$).

При пересчете химического анализа на минерал получаем ярозит состава $(\text{Na}, \text{K})_2\text{O} \cdot 3(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Спектроскопически в ярозите

дополнительно определены: Pb — 0, n%, Ga — 0,00 n%, V — 0,00 n%, Mo — 0,000 n%, Zr — 0,00 n%.

Под микроскопом в агрегатах ярозита видны зерна неправильной формы, часто удлинённые, а также тупые ромбоэдри. Плеохроизм от светло-желтого до бурого. Минерал одноосный или с малым углом оптических осей, отрицательный; No = 1,727.

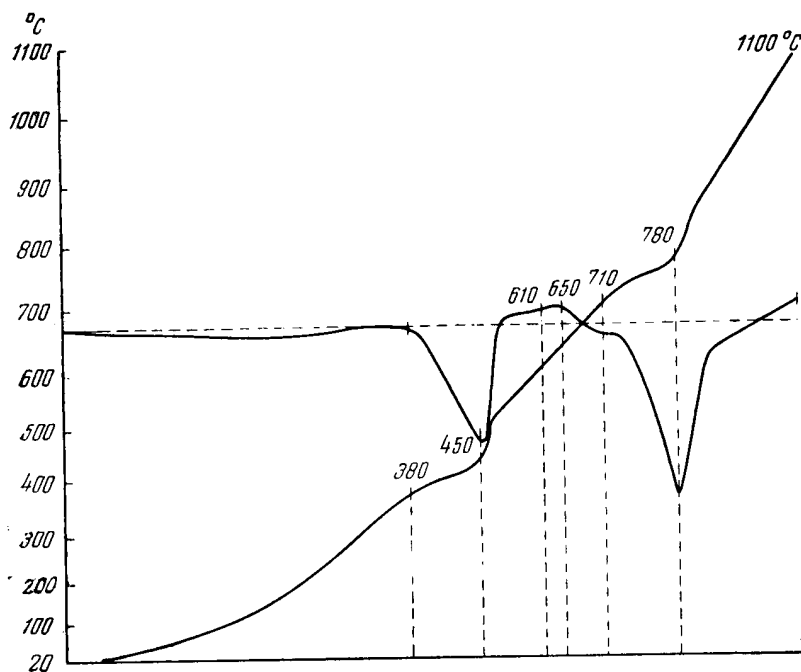


Рис. 3. Термограмма ярозита

На термограмме (рис. 3) нашего кали-натрового ярозита зафиксированы два равноценных эндотермических эффекта в интервалах температур 380—450 и 710—780°. Первый, согласно исследованиям А. И. Цветкова и Е. П. Вальяпихиной (1955), соответствует потере кристаллизационной воды, второй — диссоциации сернокислого железа.

Экзотермический эффект, как бы срезающий первый эндотермический эффект, характерный для ярозитов, у нашего образца соответствует температуре 610—650°, но выражен не резко.

Рентгенограмма нашего натрово-калиевого ярозита близка к таковой натрового ярозита (табл. 4).

Кали-натровый ярозит осаждался из кислой воды (рН 1,63), содержащей сульфаты и хлориды закисного железа, алюминия, кальция, магния, натрия и калия при ее охлаждении (с 92 до 70°) и окислении. Сульфат железа, натрия и калия мог пойти в нерастворимый продукт реакции в случае образования основной соли. Сульфат закисного железа, содержащийся в воде, при выходе ее на поверхность окислился. При этом для возникновения нормального сульфата окисного железа оказалось недостаточно аниона SO_4^{2-} , в результате чего и образовалась основная соль. Осаждение ярозитов из воды Нижне-Менделеевского источника сходно

с осаждением ярозитов из рудничных вод, описанных Н. И. Хитаровым и Е. П. Муликовской (1940). Согласно данным этих авторов, из пробы минерализованной кислой сульфатной воды, богатой железом, собранной на глубине 180 м в выработке, пройденной в пиритизированных сланцах, после года стояния выпал осадок ярозита. Ярозит, по данным этих авторов, выпал в результате перехода закисного железа в окисное.

Таблица 4

Межплоскостные расстояния ярозита
(Fe — антикатод)

Ярозит с о-ва Кунашир			Стандартные данные для ярозита	
Номера линий	I	d_{α}	I	d_{α}
1	5	5,09	9,5	5,02
2	3	3,64	2	3,65
3	5	3,39	5р.	3,37
4	10 дв.	3,07	10	3,10; 3,03
5	5	2,85	6	2,75
6	7	2,52	6	2,51
7	9	2,27	8	2,21
8	4	2,17	p (9)	—
9	8	1,970	8	1,967
10	3	1,931	—	—
11	2	1,900	5	1,891
12	9	1,822	8	1,822
13	7	1,535	4ш.	1,548
14	9	1,503	5	1,492
15	5	1,478	7	1,465
16	8	1,336	4	1,337
17	3	1,290	1	1,295
18	8	1,246	4	1,234
19	7	1,189	4	1,186
20	6	1,160	—	—
21	8	1,150	2	1,145
22	7	1,125	7	1,123
23	5	1,088	1	1,090
24	8	1,052	—	—
25	3	1,043	3р.	1,030
26	6	1,014	6р.	1,995

Отличие наших условий от описанных Н. И. Хитаровым и Е. П. Муликовской заключается в том, что из воды Нижне-Менделеевского источника, богатой сульфатом закисного железа, ярозит выпадал при одно-временном охлаждении и окислении воды.

В местах слияния кислых сульфатных вод с водами текущей здесь речки (менее концентрированными и менее кислыми) на дне осаждался бурый рыхлый осадок, отличающийся от ярозита значительно

большим количеством окислов железа. Состав этого осадка следующий (в %):

SiO ₂	6,39
Al ₂ O ₃	3,32
Fe ₂ O ₃	60,03
Na ₂ O + K ₂ O	0,10
SO ₃	12,44
As ₂ O ₅	0,65
H ₂ O	17,35
Сумма	100,28

Аналитик В. Г. Сильниченко

При слиянии вод происходило разбавление кислой воды термальных источников, богатой сульфатом железа, и в связи с этим уменьшались ее концентрация и кислотность. Действительно, в месте впадения кислых вод ручья в речку величина рН воды составляла около 3, и здесь осадок не выпадал. На некотором расстоянии от места слияния, где начинал осаждаться ржавый глинистый осадок, величина рН воды достигала 4,6.

Таким образом, образование и осаждение ярозитов или гидратов окислов железа из сульфатных вод близкого состава зависели от разбавления их и изменения, в связи с этим, концентрации и кислотности растворов. При разбавлении богатых железом кислых сульфатных вод пресными водами образовались, вместо ярозита или совместно с ним, гидраты окислов железа.

Наши наблюдения подтверждают предположения Ф. В. Чухрова (1950) о значении для образования ярозитов степени разбавления растворов, которая определяет концентрацию в них компонентов ярозита. При значительном разбавлении, вследствие понижения концентрации, гидролиз сульфата железа усиливается настолько, что вместо основного сульфата — ярозита образуются окислы железа. Именно этим объясняется отсутствие ярозита в зоне окисления Карабашского рудного месторождения, в то время как он осаждается в лабораторных условиях из рудничных вод того же месторождения. В пробе воды из глубоких горизонтов месторождения переход закисного железа в окисное не сопровождался разбавлением раствора.

Вероятно, осаждение ярозитов из природных термальных кислых сульфатных вод представляет более частое явление, чем это известно в литературе. Так мощные (сотни тысяч тонн) отложения ярозитов и фосфатов железа в районе Тиатаровых термальных источников на северном склоне вулкана Тангубин (Восточная Ява) долго ошибочно принимались за кремнистые туфы (Vermelen, 1949). Ярозиты осаждаются из вод Тиатаровых источников и в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Х и т а р о в Н. И. и М у л и к о в с к а я Е. П. Некоторые данные о генезисе ярозитов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 10, минер.-геохим. серия, № 2, 1940.
- Ц в е т к о в А. И. и В а л ь я ш и х и н а Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 157, 1955.
- Ч у х р о в Ф. В. Образование ярозитов в зоне окисления.— Докл. АН СССР, т. XXII, № 4, 1950.
- V e r m e l e n. The geology of Indonesia, 1949.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Ф. Л. СМЕРНОВ

**РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ В БОРНИТОВЫХ РУДАХ
МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ**

Для целого ряда колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений СССР (Урал, Казахстан, Алтай) характерно проявление весьма специфической борнитовой минерализации.

На проявление борнитовой минерализации в колчеданных месторождениях указывают многие исследователи.

Характеризуя вещественный состав руд Карпушинского медно-цинкового месторождения на Среднем Урале, Е. Е. Захаров и С. А. Юшко (1936) выделили самостоятельный теннантито-борнитовый тип руд, в котором, наряду со сфалеритом, халькопиритом и галенитом, наибольшим распространением пользуются борнит и теннантит. Аналогичные руды были отмечены А. А. Амираслановым для Дзержинского, Ворошиловского и Первомайского месторождений (1937). Позже Т. Н. Шадлун (1941) было обращено внимание на присутствие в ряде уральских месторождений (им. III Интернационала, Карабаш и др.) совершенно особого типа руд с типогенным борнитом, халькозином, энаргитом, блеклой рудой и халькопиритом. Подобные руды были встречены и в ряде других месторождений аналогичного генетического типа (некоторые месторождения Центрального Казахстана, Змеиногорское на Алтае и др.).

Как правило, борнитсодержащие руды пользуются на колчеданных месторождениях весьма ограниченным распространением. Они слагают отдельные участки, неправильной формы гнезда, реже — линзовидные и жиллообразные обособления среди серноколчеданных и медно-цинковых, существенно халькопиритово-сфалеритовых руд. Взаимоотношения борнитовых руд с другими минеральными комплексами, слагающими основную массу рудных тел колчеданных месторождений, до настоящего времени остаются, к сожалению, недостаточно изученными.

Автор, совместно с Л. И. Яковлевым, детально изучил проявления борнитовой минерализации в рудах одного из колчеданно-полиметаллических месторождений Центрального Казахстана. В результате исследования установлено более позднее время образования борнитсодержащих руд по отношению к серноколчеданным и медно-цинковым, существенно халькопиритово-сфалеритовым рудам. Борнитсодержащие руды были выделены в самостоятельную подстадию минерализации.

В результате тщательного микроскопического изучения борнитсодержащих руд этого месторождения, в их составе, помимо главных

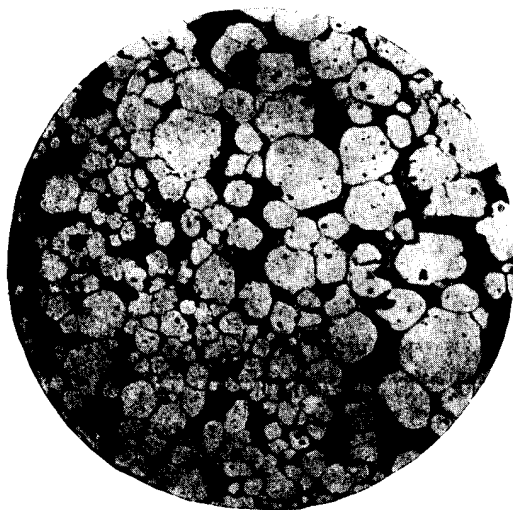


Рис. 1. Борнитсодержащая руда первой разновидности. Виден переход тонкозернистого пирита в более крупнозернистый, сцементированный борнитом. Увел. 30

ящего времени лишь в рудах единичных месторождений, несомненно, делает эти руды одним из интереснейших объектов минералогических и геохимических исследований. В связи с этим автор нашел необходимым опубликовать результаты некоторых наблюдений над проявлением и особенностями минералогического состава борнитовой минерализации в рудах одного из медноколчеданных месторождений на Северном Кавказе.

На данном месторождении проявление борнитовой минерализации привело к образованию борнитсодержащих руд, имеющих здесь значительно более широкое развитие по сравнению с упомянутыми месторождениями Урала и Казахстана. Борнитсодержащие руды находятся висячем боку рудного тела, представляющего типичную межпластовую залежь, расположенную в контакте кварцевых альбитофиров с кремнистыми сланцами. В виде прожилково-вкрапленного оруденения борнитсодержащие руды накладываются на медноцинковые, существенно халькопиритово-сфалеритовые и халькопиритово-пиритовые руды полосчатой текстуры, залегающие в непосредственном

минералов (борнита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд, пирита и галенита), было установлено присутствие целого ряда редких и сопутствующих минералов — таких, как люцонит, фаматинит, штроейерит, реньерит, германит, стефанит и других, встречающихся, правда, главным образом в виде микроскопически мелких выделений в полированных шлифах.

На присутствие в борнитовых рудах весьма специфических редких минералов указывают С. А. Юшко (1936), Т. Н. Шадлун (1940), из зарубежных исследователей — Рамдор (1955), Ваес (1948) и другие авторы. !

Присутствие в борнитовых рудах целого ряда редких минералов, среди которых встречаются такие, как германит и реньерит, найденные до насто-

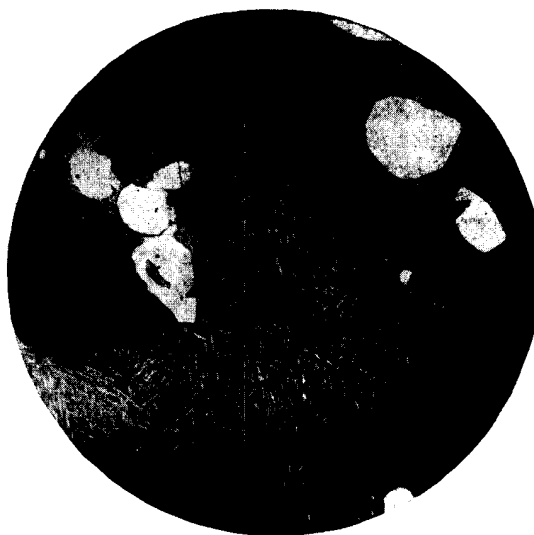


Рис. 2. Борнитсодержащая руда второй разновидности. Среди борнита — тонкие иглы халькопирита (структура распада твердого раствора). Увел. 70

контакте с ними со стороны лежащего бока рудного тела. Со стороны висячего бока они нередко импрегнируют вмещающие кремнистые сланцы, образуя в них прожилково-вкрапленное оруденение с заливами по сланцеватости. Данные, полученные в результате микроскопического изучения вещественного состава руд рассматриваемого месторождения, также подтверждают более позднее время образования борнитовой минерализации по отношению ко всем минеральным комплексам, участвующим в сложении рудного тела.

В борнитсодержащих рудах месторождения можно выделить две разновидности, отличающиеся одна от другой как по количественному соотношению слагающих их главных минералов (пирита, борнита, сфалерита, блеклых руд, халькопирита и галенита), так и по своим текстурным и структурным особенностям.

К первой разновидности следует отнести существенно пиритные тонкозернистые руды с относительно небольшим количеством нерудных минералов, представленных главным образом кварцем и кальцитом. Кроме пирита и борнита, из рудных минералов в сложении этих руд участвуют халькопирит, сфалерит, теннантит, галенит, гипогенный халькозин; значительно реже встречаются самородное золото и гематит. Количество борнита в руде не превышает 15—20%. Характерной особенностью руд этой разновидности является тонко- и мелкозернистое строение и нечетко проявленная полосчатая текстура (рис. 1).

Для второй разновидности характерно резко повышенное содержание борнита (до 60% от общей массы минералов, слагающих эти руды), а также полное отсутствие полосчатости. В рудах этой разновидности значительно более широко распространены блеклые руды, галенит, золото. Встречается энаргит, в то время как в борнитсодержащих рудах первой разновидности энаргит не



Рис. 3. Интенсивная коррозия сульфита (1) борнитом (2). Черное — кварц. Иммерсия, увел. 450



Рис. 4. Сульфит (1) в сростании с борнитом (2) и кварцем (черное). Иммерсия, увел. 450

установлен. Халькопирит и пирит присутствуют здесь в весьма ограниченных количествах, причем нередко наблюдаются продукты распада твердого раствора халькопирита в борните (рис. 2). Руды этой разновидности имеют чаще массивную текстуру и гипидиоморфнозернистую структуру, обусловленную присутствием идиоморфных зерен пирита среди ангедральнозернистых сростаний халькопирита, сфалерита, блеклой руды и борнита.

Взаимоотношения между первой и второй разновидностями борнитсодержащих руд в настоящей статье не рассматриваются и требуют специального изучения.

Характерно, что именно во второй разновидности борнитсодержащих руд встречены повышенные концентрации редких минералов: сульванита, люцонита, реньерита и, по-видимому, германита.

Точная диагностика последнего минерала затруднена в связи с крайне редкой его встречаемостью в рудах, а также вследствие микроскопической величины зерен (не выше первых тысячных долей миллиметра) в полированных шлифах.

Все названные минералы были встречены в виде микроскопически мелких зерен, в тесной ассоциации с главными минералами, участвующими в сложении борнитсодержащих руд, и изучены в полированных шлифах. В связи с этим, помимо характеристики особенностей их парагенезиса и взаимоотношений с другими минералами, ниже наряду с другими данными приводится описание их свойств в отраженном свете.

СУЛЬВАНИТ

Минерал принадлежит к числу редких. Впервые он был установлен Гудером в 1900 г. около Бурра-Бурра-Майн в Южной Австралии. На территории СССР по данным А. И. Фесталович и Н. В. Петровской (1940), сульванит впервые обнаружен в числе рудных минералов кварцево-золоторудных жил Лебединского месторождения (бывший прииск Незаметный в Алданском районе Восточной Сибири). Позднее А. Г. Бетехтин (1941) изучил мышьяковистую разновидность сульванита одного из месторождений Монголии и предложил для нее новое название — арсеносульванит.

Рамдор (1955) в месторождении Кирка-Груббе (Дедеагач, Фракия) нашел минерал, по своим свойствам достаточно точно отвечающий сульваниту.

В борнитсодержащих рудах рассматриваемого месторождения минерал, полностью отвечающий по всем свойствам сульваниту, встречен в тесной ассоциации с борнитом, блеклой рудой, сфалеритом, пиритом и энаргитом. В этой ассоциации сульванит встречается довольно часто, но образует лишь микроскопически мелкие выделения, не превышающие 0,05—0,06 мм. Форма выделений в шлифах чаще неправильная, веретенообразная, значительно реже — трапецеидальная, прямоугольная. В борните выделения сульванита имеют эвгедральные очертания, часто наблюдается пересечение сульванита тончайшими прожилками борнита, видимыми лишь при максимальных увеличениях, порядка 800—1000. В таких случаях борнит проникает в зерна сульванита по трещинам, образует глубокие заливы по спайности, иногда сульванит остается лишь в виде реликтов в массе борнита (рис. 3).

Весьма часто выделения сульванита наблюдаются в краевых частях зерен борнита, на границе сростания его с кварцем и серицитом (рис. 4). Сульванит образует здесь удлиненной прожилковидной формы выделения, от

которых в кварц по трещинкам отходят тончайшие прожилки, сменяемые блеклой рудой (теннантитом). Сульванит образует, кроме того, непосредственные сростания с блеклой рудой, сфалеритом и халькопиритом. В одном случае наблюдались изолированные включения блеклой руды в сульванит. Взаимоотношения сульванита с шпиритом представлены на рис. 5, где видно, как сульванит интенсивно корродирует шпирит, вследствие чего зерно шпирита приобретает неровные, извилистые очертания. В единичных случаях сульванит встречается в виде изолированных включений в сфалерите.

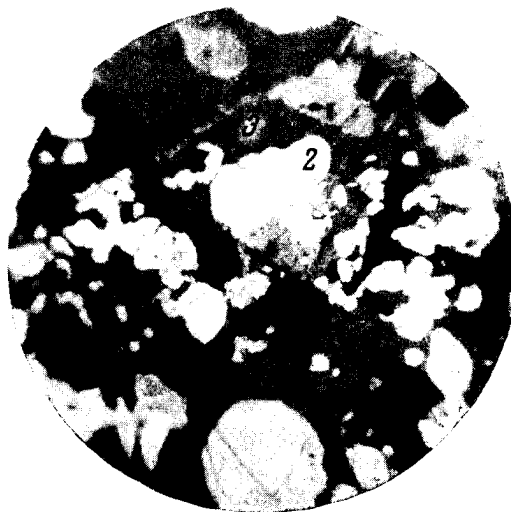


Рис. 5. Сульванит (1) корродирует зерно шпирита (2), заключенное в борнит (3). Увел. 353

Особый интерес представляют случаи непосредственных сростаний сульванита с энаргитом. По данным А. Г. Бетехтина (1941), должен существовать широкий изоморфизм между Cu_3VS_4 и Cu_3AsS_4 (в кубических модификациях). Однако, как это отмечает А. Г. Бетехтин, кубическая модификация соединения Cu_3AsS_4 до сих пор неизвестна. По данным того же автора о том, что изоморфизм между Cu_3VS_4 и Cu_3AsS_4 наблюдается в природе, свидетельствует также открытие в месторождении Бьютти (Монтана) нового минерала — калусита, принадлежащего к кубической сингонии, имеющего сложный состав: $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sn}, \text{V})\text{S}_4$, кристаллическая структура которого такая же, как и у сфалерита (т. е. такая же, как и у арсеносульванита; Михеев, 1941).

В борнитсодержащих рудах северо-кавказского месторождения, помимо непосредственных сростаний сульванита с энаргитом, было встречено сростание его с неизвестным минералом. По своим свойствам этот минерал близок к энаргиту, но отличается от него несколько большим значением отражательной способности (которая почти равна R сульванита), коричневатым цветным оттенком и, что самое важное, — изотропностью. Этот минерал встречен в виде неправильной формы выделений, образующих с сульванитом неровные, извилистые границы сростания. Не исключена возможность, что этот минерал как раз и является кубической модификацией Cu_3AsS_4 , что, к сожалению, не может быть проверено рентгеноструктурным анализом из-за отсутствия необходимого для исследования количества материала.

Сульванит обладает следующими свойствами в полированных шлифах: отражательная способность, определенная методом сравнения с эталонами, порядка 30%; цвет в отраженном свете — белый с желтоватым оттенком; оптически изотропен. Внутренних рефлексов нет; по отношению рельефу принадлежит к группе III по И. С. Волинскому — несколько выше, чем у борнита. Полируется хорошо. По прочерчиванию — мягкий (средней твердости). Спайность не наблюдается, по-видимому, из-за микроскопической величины зерен. При травлении парами царской водки образуется быстро стирающийся налет. Остальные

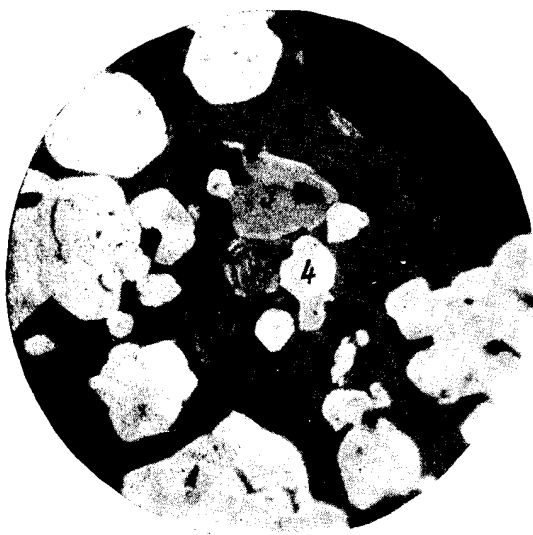


Рис. 6. Люционит (1) в борните (2) в сростании с халькопиритом, (3) и пиритом (4). Увел. 353

рых медно-молибденовых месторождений, где он наблюдается в ассоциации с халькопиритом, пиритом, теннантитом, молибденитом, сфалеритом, галенитом и кварцем, так и в рудах ряда медноколчеданных месторождений. Здесь люционит чаще всего ассоциируется с борнитом, блеклой рудой, халькопиритом, энаргитом, халькозином и сфалеритом.

На данном месторождении люционит встречается довольно редко и притом только в борнитсодержащих рудах. Повышенные его концентрации отмечаются в участках этих руд, содержащих наибольшие количества борнита, блеклых руд, галенита и самородного золота. В борните люционит встречается в виде отдельных микроскопически мелких (тысячные доли миллиметра) зерен (рис. 6), реже — их агрегатов, размером, не превышающим 0,03—0,04 мм. Форма отдельных зерен и агрегатных выделений люционита чаще неправильная, округлая, однако нередки и прямоугольные контуры ограничения. В ряде случаев люционит образует непосредственные

стандартные реактивы не действуют. Спектральные анализы обогащенных сульфанитом фракций показывают повышенное содержание ванадия (от 0,1 до 1%). В борнитовых рудах, не содержащих сульфанима, спектральные анализы на ванадий дают отрицательные результаты. От единственно похожего на сульфанима в полированных шлифах германита отличается цветом (у германита — отчетливый розовый оттенок) и микрорхимическими реакциями на ванадий.

ЛЮЦИОНИТ

Люционит, так же как и сульфанима, редкий минерал, но по сравнению с последним распространен значительно более широко. На территории СССР он встречается как в рудах некото-

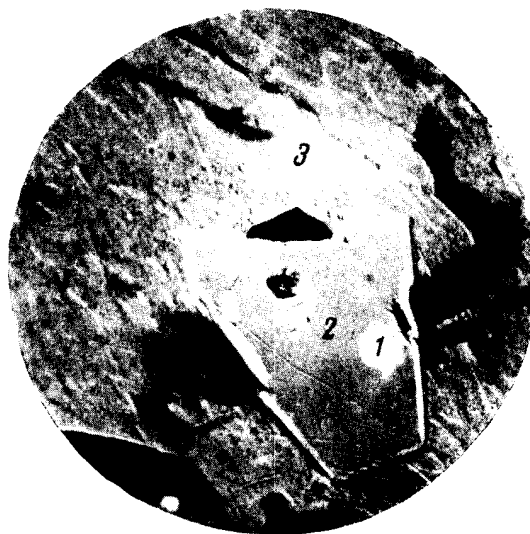


Рис. 7. Люционит (1) в виде мелких зерен в сфалерите (2); последний — среди борнита (3). Иммерсия, увел. 450

срастания со сфалеритом, изредка встречается в нем в виде изолированных включений. В сфалерите выделения люонита имеют трапециевидную и прямоугольную форму (рис. 7).

Мелкие эвгедральные зерна люонита наблюдались также в непосредственных срастаниях с халькопиритом. В отраженном свете минерал обладает следующими свойствами: отражательная способность, определенная методом сравнения с эталонами, порядка 26%; цвет коричневато-розовый с оранжевым оттенком; двуотражение отчетливое, с иммерсией — очень сильное, сопровождаемое цветным эффектом от серовато-розового до оранжевого. В скрещенных николях сильно анизотропен, с ярким цветным эффектом от красновато-фиолетового до оливково-зеленого. Внутренних рефлексов нет; по относительному рельефу принадлежит к группе III по классификации И. С. Волынского (1949). При скрещенных николях почти всегда обнаруживается пластинчатая сдвойникованность отдельных зерен.

При травлении азотной кислотой минерал медленно буреет, от KCN тускнеет. HCl, FeCl₃, KOH не действуют. Микрохимическая реакция на мышьяк с (NH)₄MoO₄ дает положительные результаты.

РЕНЬЕРИТ

Первоначально минерал был известен и описан в литературе под названием *оранжборнита*. На территории СССР он был обнаружен в рудах Карпушинского медно-цинкового месторождения на Среднем Урале (Захаров и Юшко, 1936). Позднее *оранжборнит* был встречен в борнитовых рудах некоторых других колчеданно-полиметаллических месторождений. В 1948 г. Ваес детально изучил этот минерал, обнаруженный

им в рудах рудника Леопольда (Бельгийское Конго) в виде кристаллических зерен (до 1 мм в диаметре), включенных в халькопирит, блеклые руды, галенит и реже в теннантит, а также в виде включений в борните, замещающем халькопирит. По данным этого автора, реньерит представляет собой сульфид Cu, Fe и Ge. От германита он отличается меньшим содержанием Ge и большим Fe. Отмечая отличие этого минерала от германита и борнита, автор предложил для него новое название — реньерит.

Ниже приведены результаты химических анализов (в %): реньерита (1 — среднее по четырем образцам рудника Леопольда в Бельгийском Конго) и германита (2 — из месторождения Тсумб, Юго-Западная Африка).



Рис. 8. Мелкие зерна реньерита и германита (?) среди борнита (серое) по границе со сфалеритом (черное). Иммерсия, увел. 450

	Cu	Fe	Ge	Zn	As	S	Pb	Ga	Sn	Нераств. остаток	Сумма
1)	41,53	13,77	6,93	3,67	0,91	31,67	—	—	0,04	0,05	98,57
2)	42,42	7,80	10,19	3,93	1,37	31,27	0,96	1,85	—	—	99,49

В борнитсодержащих рудах рассматриваемого месторождения реньерит встречен в единичных случаях в полированных шлифах образцов этих руд, взятых с глубоких горизонтов. Минерал присутствует в виде микроскопически мелких зерен округлой формы, включенных в борнит (рис. 8). Размер отдельных зерен не превышает 0,01 мм, а чаще составляет первые тысячные доли миллиметра.

В отраженном свете минерал обладает следующими свойствами: цвет бронзовый, слегка оранжевый, лишен густого коричневого тона свежее отполированного борнита. Отражательная способность несколько выше, чем у борнита (в пределах видимости, так что, если принять $\Delta R_{\text{отн.}} = -15\%$, $\Delta R_{\text{абс.}}$ должна составить 2,5—3%). В скрещенных николях слабо анизотропен. По относительному рельефу несколько выше борнита и принадлежит, по-видимому, к группе III по классификации И. С. Вольнского (1949). Полируется хорошо. Наличие внутренних рефлексов или отсутствие их не может быть проверено вследствие микроскопической величины зерен. Приведенные данные полностью совпадают со свойствами реньерита, исследованного Ваес. В рудах, содержащих этот минерал, спектральным анализом установлено присутствие Ge. Следует отметить, что упомянутый выше оранжеборнит фактически ничем не отличается от описанного реньерита и является, вероятнее всего, одним и тем же минералом.

ГЕРМАНИТ (?)

В рудах характеризуемого типа в двух случаях был встречен минерал, по всем своим свойствам в отраженном свете отвечающий германиту. К сожалению, микроскопическая величина зерен (0,005 мм) и ограниченность распространения (по тем данным, которыми мы в настоящее время располагаем) не позволяют полностью убедиться в его точной принадлежности к указанному минеральному виду. Минерал встречен в виде мелких, не превышающих 0,005 мм, округлой формы зерен, включенных в сфалерит и борнит. По сравнению с данными, приведенными Рамдором (1955) для германита из южноафриканского месторождения Тсумеб, этот минерал несколько отличается своим цветом в отраженном свете, а именно, — отчетливо заметным сероватым оттенком. Однако Уитенбогаардт в своих таблицах по диагностике рудных минералов в отраженном свете (Uytenbogaardt, 1951) характеризует цвет германита как розовато-серый¹. Как уже указывалось, спектральные анализы борнитсодержащих руд и мономинеральных фракций борнита показывают присутствие в них Ge, причем в отдельных случаях — в повышенных концентрациях (до 0,1%). Весьма вероятно, что отмеченный минерал принадлежит к германиту, тем более, что в аналогичных рудах одного из колчеданно-полиметаллических месторождений Центрального Казахстана германит установлен автором с достаточной гарантией в правильности его идентификации, а в рудах южноафриканского месторождения Тсумеб германит встречен в парагенезисе с минералами, за небольшим исключением, теми же самыми, которые характеризуют описанные выше борнитовые руды.

¹ Цветовые оттенки в отраженном свете являются в ряде случаев весьма характерным и постоянным признаком различных минералов и, естественно, могут сооставляться лишь в свежее отполированных шлифах.

В заключение следует отметить, что тщательное микроскопическое изучение борнитовых руд различных месторождений может привести к выявлению целого ряда редких минералов, сопутствующих этим рудам, равно как и к открытию новых минеральных видов. Поскольку проявление борнитовой минерализации совпадает, как правило, с заключительными стадиями гидротермального процесса, естественно ожидать возможного обогащения образующихся при этом борнитовых руд германием. А это уже может представлять большой практический интерес с точки зрения поисков и выделения самостоятельных типов германевых руд.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них. ОНТИ, 1937.
- Бетехтин А. Г. О новом минерале арсеносульваните.— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 70, № 2, 1941.
- Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, т. III, Госгеолиздат, 1949.
- Захаров Е. А. и Юшко С. А. Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале. Изд-во АН СССР, 1936.
- Иванов Н. В. О генезисе колчеданного месторождения на Северном Кавказе.— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 82, вып. 2, 1953.
- Колчеданные месторождения Урала. Сборник статей под ред. А. Н. Заварицкого. Изд-во АН СССР, 1941.
- Минералы СССР, т. 2, Изд-во АН СССР, 1940.
- Михеев В. И. Структура арсеносульванита.— Записки Всес. минер. об-ва, ч. 70, № 2, 1941.
- Фесталович А. И. и Петровская Н. В. Характер оруденения Лебединского золоторудного месторождения (Алдан).— Сов. геология, № 2—3, 1940.
- Шубникова О. М. Новые минеральные виды и разновидности, открытые в 1945—1949 гг.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 144, № 16, 1953.
- Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. Госгеолиздат, 1949.
- Яковлев Л. П. Минеральные ассоциации и динамометаморфизм руд одного из колчеданно-полиметаллических месторождений Центрального Казахстана.— Труды НИИГРИзолото, 1957.
- M o r i t z H. Die sulfidischen Erzen der Tsumeb Mine vom Ausgehenden bis zum XVI Sohle.— N. Jb. Miner., Bd. 67, Abt. A, 1933.
- M u r d o c h I. X-ray investigation of colusite, germanite and renierite.— Amer. Miner., v. 38, № 9—10, 1953.
- R a m d o h r P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.
- U y t e n b o g a a r d t. Tables for microscopic identification of ore minerals.— Princeton Univ. Press, New Jersey, 1951.
- V a e s I. F. La renierite (anciennement appelée «bornite orange»), un sulfure germanifère provenant de la mine Prince-Léopold, Kipuski (Congo Belge).— Bull. Soc. géol. Belg., v. 72, 1948—1949.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Ф. Л. СМЕРНОВ И Л. И. ЯКОВЛЕВ

О ГЕРМАНИТЕ В РУДАХ ОДНОГО ИЗ КОЛЧЕДАННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Поскольку форма и время выделения редких элементов в процессе рудообразования имеют большой теоретический и практический интерес, авторы сочли необходимым изложить некоторые наблюдения над минералом одного из редких элементов — германия, встреченного в рудах колчеданно-

полиметаллического месторождения в Центральном Казахстане. Германий встречен здесь в форме германита в полиметаллических рудах, состоящих из сфалерита, борнита, блеклых руд, люцонита, энаргита, гипогенного халькозина и галенита. В незначительных количествах в этих же рудах иногда присутствуют штромейерит и стефанит.

Наиболее часто германит ассоциируется с борнитом и сфалеритом, реже — с блеклыми рудами и галенитом и значительно реже его можно встретить среди халькозина и штромейерита. В виде единичных находок он обнаружен в стефаните и халькопирите.

Германит образует мелкие (максимально до 0,045 мм) зерна, находящиеся либо в виде изолированных выделений внутри зерен борнита, сфалерита, халькозина, либо выделяющихся по границе между зернами различных минералов (рис. 1, 2). Зерна германита обычно имеют изометрично-неправильную или квадратную форму; наблюдаются также выделения, имеющие в шлифе ромбовидные и восьмиугольные сечения. Минерал в отраженном свете обладает слабым розовато-желтоватым оттенком;



Рис. 1. Зерна германита (1) среди сфалерита (2) и борнита (3), а также в барите (черное). Иммерсия, увел. 450

отражательная способность порядка 22%. Оптически изотропен. Судя по относительному рельефу, минерал принадлежит к разряду мягких или имеющих среднюю твердость. Относительный рельеф выше, чем у борнита, но ниже, чем у блеклых руд (тениантита). Внутренних рефлексов нет. Ни одним из стандартных реактивов не травится. В рудах, содержащих этот минерал, спектральным анализом устанавливается повышенное присутствие германия (до 0,1%), в то время как в участках этих же руд, не содержащих германита, спектральным анализом германий не устанавливается. В сфалерите германит образует кучные скопления мелких, округлой формы зерен, нередко располагающихся в виде вытянутых полосок, следующих общему направлению полосчатости руд (рис. 3). Здесь же иногда присутствуют

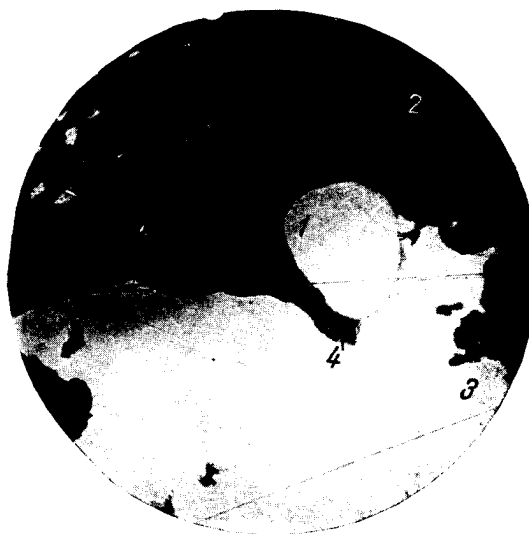


Рис. 2. Крупное зерно германита (1) в контакте барита (2) с блеклой рудой (3). Здесь же выделения борнита (4). Иммерсия, увел. 450



Рис. 3. Прожилочек сфалерита (1) с зернами германита (2) в барите (черное). В сфалерите — единичные зерна пирита (3). Увел. 230

присутствуют мелкие, неправильной формы, выделения борнита и халькопирита, находящиеся с германитом в непосредственных сростаниях. В борните выделения германита встречаются довольно часто. Минерал образует здесь мелкие изолированные включения. Форма его зерен неправильная, чаще округлая, иногда удлинённая, веретенообразная.

Весьма распространено образование каемок реакционных минералов по германиту. Каемки принадлежат главным образом двум минералам: оранжеборниту (реньериту)¹ и люшониту (рис. 4 и 5). Последний также довольно часто встречается в ассоциации с упомянутыми минералами, образуя, кроме того, самостоятельные выделения. Очень редко

¹ Оранжеборнит детально исследовал в Бельгии Ваес, который установил присутствие германия в химической формуле этого минерала. Отмечая отличие этого минерала от германита и борнита, Ваес предложил для него новое название — реньерит.



Рис. 4. Овадной формы выделение германита (1), с каемкой люционита (2), расположено в контакте блеклой руды (3), с борнитом (4). Черное — барит. Иммерсия, увел. 450



Рис. 5. Германит (1) и оранжеборнит (2) в борните (3). Иммерсия, увел. 450

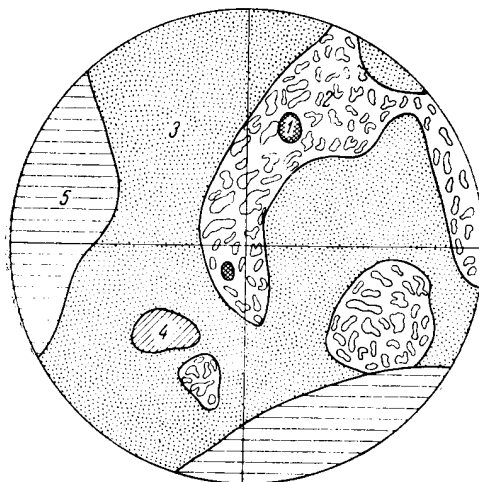


Рис. 6. Выделения германита (1) среди графического халькозин-галенинового агрегата (2). В борните (3)—зерно оранжеборнита (4), блеклая руда (5)

наблюдается непосредственное обрастание германита халькопиритом. Ширина каемок, по сравнению с величиной зерен германита, самая различная — от тончайших (тысячные доли миллиметра) до значительно более крупных, когда основную часть выделений занимает реакционный минерал, а германит присутствует в нем в виде микроскопически мелких зерен. Кроме того, борнит образует самостоятельные выделения, заключенные в борните (рис. 6).

В люцоните германит также образует изометричные мелкие включения. В борните иногда удается наблюдать последовательное обрастание зерен германита реньеритом и халькопиритом.

Периферическая каемка халькопирита, как правило, очень тонкая, заметная лишь при больших увеличениях. Граница ее с борнитом, являющимся в таких случаях включающим минералом, равно как и с реньеритом, совершенно четкая.

Германит с обрастающим его люцонитом был встречен также в виде включений в халькозинно-галенитовых графических выделениях (рис. 6 и 7).

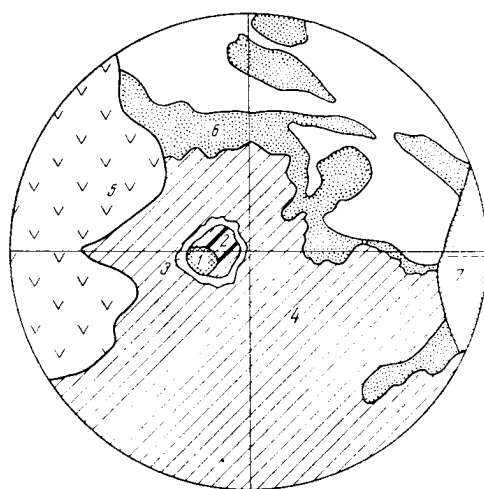


Рис. 8. Германит (1), окруженный халькопиритом (2) и халькозином (3) в стефаните (4); сфалерит (5), борнит (6), блеклая руда (7).
Увел. 400

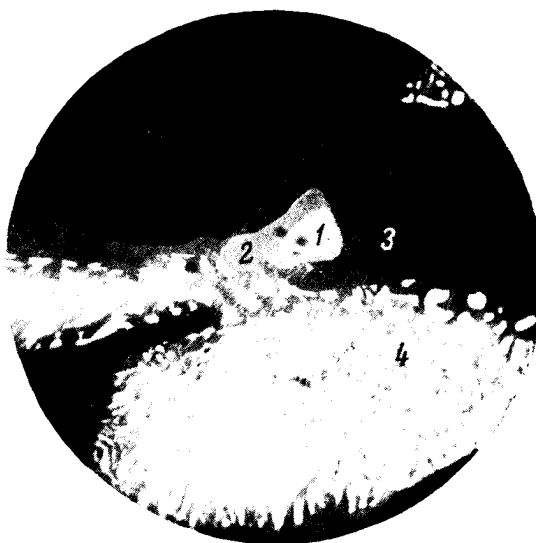


Рис. 7. Германит (1) с люцонитом (2) [в борните (3) в контакте с халькозин-галенистыми графическими выделениями (4)]. Черное — барит.
Увел. 400

Единственная находка германита в виде мелкого зерна в стефаните представлена на рис. 8, где видно, что изометричное зерно германита, окружено каемками халькопирита и халькозина.

Переходя к вопросу о времени выделения германита, следует отметить, что последний, образуя изолированные идиоморфные зерна в сфалерите, теннантите, борните и других минералах, выделяется, несомненно, раньше этих минералов. Особенно тесно он ассоциируется со сфалеритом, одним из наиболее ранних минералов этой ассоциации, образуя в нем

наибольшее количество включений. Нередко наблюдаются прожилки сфалерита, переполненного включениями германита в барите.

Приведенные факты указывают, что время выделения германита было близким ко времени отложения сфалерита.

Следует отметить, что руды описываемого типа достаточно широко распространены на многих колчеданных месторождениях. Это позволяет надеяться, что при специальном изучении в них могут быть найдены новые скопления этого ценного минерала.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Минералы СССР, т. 2. Изд-во АН СССР, 1940.

V a s I. F. La reniérîte (anciennement appelée «bornite orange»), un sulfure germanifère provenant de la mine Prince-Léopold, Kipuski (Congo Belge).— Bull. Soc. Géol. Belg., v. 72, 1948—1949.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 10

Редактор д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

И. Ф. ГРИГОРЬЕВ, Е. И. ДОЛОМАНОВА

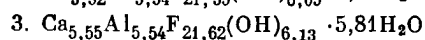
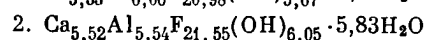
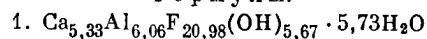
О ГЕАРКСИТЕ

Таблица

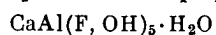
Результаты химических анализов геарксутита

Компоненты	1			2			3		
	Вес. %	Молек. колич.	Атомное колич.	Вес. %	Молек. колич.	Атомное колич.	Вес. %	Молек. колич.	Атомное колич.
SiO ₂ . . .	0,63	0,0105	—	0,76	—	—	0,56	—	—
TiO ₂ . . .	Не обн.	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—
Al ₂ O ₃ . . .	30,93	0,303	606	28,16	0,277	554	28,22	0,277	554
Fe ₂ O ₃ . . .	0,32	0,002	—	0,28	0,002	—	0,35	0,003	—
CaO . . .	29,30	0,533	533	31,0	0,552	552	31,16	0,555	555
MgO . . .	0,30	0,0074	—	0,06	—	—	0,08	—	—
H ₂ O ⁺ . . .	15,43	0,875	1714	15,98	0,886	1772	16,02	0,888	1776
F	39,86	2,098	2098	40,96	2,155	2155	41,08	2,162	2162
H ₂ O ⁻ . . .	—	—	—	0,16	—	—	0,22	—	—
MnO . . .	—	—	—	Следы	—	—	Следы	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма .	116,77	—	—	117,36	—	—	117,69	—	—
2F = 0 . .	16,78	—	—	17,20	—	—	17,25	—	—
Сумма .	99,99			100,16			100,44		
Уд. вес . .	2,72								
Аналитик	М. О. Степан (МГРИ)			В. А. Молева (ИГЕМ АН СССР)					

Формулы:



Эмпирическая формула:



При исследовании минералогии Этыкинского оловянного месторождения в Забайкалье в зоне окисления был встречен белый каолиноподобный минерал, названный нами геаркситом (см. статью в «Трудах Минералогического музея», вып. 3, 1951). Впоследствии, при дополнительном исследовании, выяснилось, что этот минерал является обычным геарксутитом, а химический анализ его, произведенный в геохимической лаборатории МГРИ (аналитик М. О. Степан), оказался неточным. Новые химические анализы этого минерала и пересчет их на формулы (см. таблицу) показали, что мы имеем дело с геарксутитом. Наибольшая часть геарксутита обнаружена в послерудных тектонических трещинах в нижнеюрских околожилых, метасоматически измененных алевролитах, глинистых сланцах и песчаниках, вместе с галлуазитом, монтмориллонитом, селлаитом и др. Эти минералы заполняют тектонические трещины, образуя прожилки мощностью от 0,5 до 2 см. Геарксутит встречается не только в послерудных тектонических трещинах, сопряженных с минеральными жилами, но и в самих жилах. Геарксутит снежно-белого цвета, образует тончайшие волокна и иголочки, собранные в мелкие комочки. Под микроскопом он представляет собой также тонковолокнистый агрегат с двупреломлением не выше 0,009; средний показатель преломления 1,458. Все остальные данные о геарксутите (дебаетграмму, термическую кривую и и др.) см. в указанной выше статье. Геарксутит возникает в связи с процессами химического выветривания фторсодержащих минералов — топаза, флюорита и других и последующего воздействия фторсодержащих растворов на циннвальдит, амзонит, глинистые сланцы и алевролиты.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Г. П. Барсанов. О принципах систематики и классификации метамиктных ниоботанталатов	3
Г. П. Барсанов. Материалы к биографии академика В. М. Севергина	17
Г. П. Барсанов. Значение минералогической школы В. И. Вернадского в Московском университете (1890—1911) для развития современной минералогии	31
П. В. Гинзбург. Об изменении вещественного состава гранитной магмы, ведущем к образованию литиевых пегматитов	45
А. А. Годовиков. О зависимости параметра решетки минералов группы скуттерудита от химического состава	57
А. А. Годовиков. О некоторых особенностях изоморфизма диарсенидов кобальта, никеля и железа	74
Э. Я. Гурьева. О включениях минералов железа в мусковите	86
Ю. Л. Орлов. Сингенетические и эпигенетические включения в кристаллах алмаза	103
В. М. Сендерова. Методы химического анализа гипогенных и гипергенных минералов висмута	121
А. А. Ярошевский. К вопросу о связи формы кристаллов гранатов с условиями минералообразования	137
М. Д. Дорфман. Выпадение опала из водных растворов в одной из горных выработок Кукисвумчоррского апатито-нефелинового месторождения в Хибинских тундрах	142

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ

П. С. Козлова. Эвдиалит из щелочных сиенитов Таласского хребта	144
Иван Костов. Висмутовый джемсонит или сахароваит — новый минеральный вид	148
И. Е. Мальцев. Триплит из пегматита Ильмеевских гор	150
Н. Н. Мозгова, С. Д. Четвериков. О даннеморите из месторождения Тетюхе	154
С. И. Набоко. Осаждение ярозита из кислой сульфатной воды Нижне-Менделеевского термального источника (остров Кунашир)	164
Ф. Л. Смирнов. Редкие минералы в борнитовых рудах медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе	171
Ф. Л. Смирнов, Л. И. Яковлев. О германите в рудах одного из колчеданных месторождений Центрального Казахстана	180
И. Ф. Григорьев и Е. И. Доломанова. О геарксите	185

**Труды Минералогического музея,
выпуск 10**

*Утверждено к печати Минералогическим музеем
Академии Наук СССР*

Редактор издательства В. Э. Шейнман
Технический редактор С. Г. Маркович

РИСО АН СССР № 35—6 Р. Сдано в набор 26/VIII 1959 г.
Подписано к печати 28/XI 1959 г.

Формат 70×108²/₁₆ Печ. л. 11,75 = 16,09 усл. печ. л.
Уч.-издат. л. 15,10 Тираж 1500 экз. Т-13320

Изд. № 3930. Тип. зан. № 2195

Цена 10 руб. 60 коп.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я тип. Издательства АН СССР.
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
24	1 сн.	: Архив	Протокол
55	Табл. 6 6 сн. 5 сн.	В берилле иттрий присутствует В цирконе иттрий отсутствует	В берилле иттрий отсутствует В цирконе иттрий присутствует
94	16 сн.	ритнеированными	ориентированными

Труды минералогич. музея. в. 10

10 p. 60 к.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 30

С. А. АРХИПОВ

**СТРАТИГРАФИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ,
ВОПРОСЫ
НЕОТЕКТониКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ
ЕНИСЕЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 30

С. А. АРХИПОВ

СТРАТИГРАФИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ,
ВОПРОСЫ
НЕОТЕКТониКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ
ЕНИСЕЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва — 1960 г.

Ответственный редактор
В. И. Громов

В В Е Д Е Н И Е

Настоящая работа — это одна из тем, поставленная по проблеме «Единой стратиграфической школы СССР» в Геологическом институте АН СССР. Основной задачей этой работы являлась выработка местной стратиграфической шкалы четвертичных отложений, решение ряда палеогеографических вопросов, а также изучение неотектоники в бассейне среднего течения Енисея.

В известной мере, решение поставленных задач было облегчено и подготовлено разномасштабными геологосъемочными работами, проведенными на различных участках исследованной территории в последнее время Томской, Туруханской, Эвенкийской и другими экспедициями Министерства геологии и охраны недр, Всесоюзным Аэрогеологическим трестом (ВАГТ), Научно-исследовательским геологоразведочным институтом золота (НИГРИЗ) и т. д. Огромное значение имели буровые работы, проведенные в 1956—1957 гг. нефтяными организациями.

Кроме того, автором были использованы изданные и фондовые материалы дореволюционного и советского периодов, касающиеся изучения геоморфологии и четвертичных отложений бассейна среднего течения р. Енисея и ряда смежных с ним районов.

Следует отметить, что к началу наших работ стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Приенисейской Сибири не имело надежного палеофитологического обоснования. Оставались совершенно не изученными палеоклиматические особенности выделенных томскими геологами межледниковий, а, следовательно, оставался открытым вопрос о самостоятельности оледенений. Кроме того, тазовское оледенение в пределах исследованного района в отчетах Томской экспедиции (1951—1952) вообще не выделялось. По-разному, с диаметрально противоположных позиций, рассматривалась история формирования енисейской долины (Отчеты Томской, 1951, 1952, и Эвенкийской, 1955, экспедиций), и в связи с этим, нерешенным являлся вопрос об оледенении Енисейско-Нижнетунгусского междуречья.

Геолого-съемочные работы 1951—1955 гг. не разрешили первостепенной задачи изучения четвертичных отложений Сибири — корреляции континентальных и морских отложений. Это нашло свое выражение в неправильном помещении тазовского горизонта ниже мессовских слоев, выделенных В. Н. Саксом в унифицированной схеме Ленинградского совещания 1956 г. (Зубаков, 1956₂; Мизеров, 1956; Боч, 1956; Шацкий, 1956_{1,2}; 1957; Архипов, Лаврушин, 1956).

Наконец, недостаточно изучены были неотектонические движения и их роль в истории формирования четвертичных отложений и современного рельефа.

Материалы, полученные в результате личных исследований автора в бассейне среднего и нижнего течения р. Енисея в 1954—1958 гг., дополненные материалами других исследований и новейшими данными бурения, позволили подойти к решению ряда основных вопросов антропогенной истории изученного района. К ним относятся в первую очередь:

1. Проблема соотношения морских и континентальных отложений.
2. Количество, площадное распространение и специфика оледенений.
3. Палеоботанические и, следовательно, палеоклиматические особенности межледниковий.

4. Характер и направленность неотектонических движений и влияние последних на историю формирования рельефа и рыхлого покрова.

Результатом обобщения всех этих данных является местная стратиграфическая схема четвертичных отложений для Приенисейской части Западно-Сибирской низменности и смежных западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья в бассейне нижнего и среднего течения р. Енисея, между устьями рек Турухан и Бахта.

Автор выражает глубокую благодарность старшему научному сотруднику Геологического института Е. Н. Шукиной за ее ценные консультации при проведении указанной работы, Е. В. Кореневой, проделавшей значительную палеоботаническую работу, С. Л. Троицкому, З. В. Алешинской, И. В. Даниловскому, Э. А. Вангенгейм, взявших на себя труд в просмотре и определении палеонтологических коллекций, а также В. Н. Разумовой, Ю. А. Лаврушину, Н. Г. Заикиной, Г. А. Ганшину и другим, оказавшим автору содействие в полевых и камеральных работах.

Глава I

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЙ АНТРОПОГЕНА

Древние дочетвертичные породы являются тем «фундаментом», на котором залегают и за счет которого формировался четвертичный покров исследованной территории. Особенности площадного распространения древних пород (структурно-тектонический план) и их минералогический-петрографический состав определяют во многих случаях неотектонику, источники питания, направление сноса обломочного материала и состав рыхлых отложений антропогена.

Территория исследований располагается на стыке западной окраины Сибирской платформы с древнейшей геосинклиналью, расположенной вдоль восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Между этими крупнейшими региональными структурами прослеживается зона передового прогиба, так называемая Приенисейская складчатая зона. Докембрийские структуры геосинклинали глубоко погружены по субмеридиональным разломам вдоль Енисея и погребены в пределах низменности под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских образований.

Наоборот, в области платформы, ее краевой части и передового прогиба коренные породы протерозоя и палеозоя выведены на дневную поверхность.

Согласно исследованиям А. Н. Сердюка, Р. В. Степанова и др., проводившихся в 1955 г., наиболее древние синийские и нижнепалеозойские (силур и кембрий) породы участвуют в сложении Туруханской антиклиналии (Приенисейской складчатой зоны), территориально принадлежащей передовому прогибу. Антиклинальная структура резко асимметричная. Восточное крыло ее срезано субмеридиональным грандиозным Вороновским сбросом. Так как ось складки проходит вблизи Вороновского нарушения и также имеет северо-северо-восточную ориентировку, наблюдениям доступно лишь ее западное, приподнятое крыло. Последнее разбито Стрельногорским меридиональным нарушением на два блока, с моноклинальным падением пород в каждом.

Западный блок сложен различными свитами синия, падающими на запад под углами 30—70°. Кроме того, блок разбит рядом второстепенных меридиональных и параллельных друг другу разломов (по рекам Мироедихе, Налимью, Лбу, Мельничной, Нижнему Отколу и др.) с очевидным перемещением отдельных свит синия относительно друг друга.

Общая мощность синийских образований достигает 5500—5700 м. Представлены они морскими терригенными (песчаники, алевроитовые, песчаники кварцитовидные, аргиллиты, сланцы и т. д.) и карбонатными, частично органогенными (известняки и доломиты с прослоями кремней)

породами. Терригенные отложения состоят преимущественно из кварца (75—80%) и полевых шпатов (20—25%), а также содержат амфиболы (сланцы), рутил, циркон, апатит (алевритовые песчаники). Карбонатные породы также содержат значительное количество кварца (до 35—40%).

Мощные толщи карбонатных осадков синия, по-видимому, послужили источником карбонатного вещества, широко рассеянного в отложениях антропогена, особенно в моренных образованиях.

Восточный блок западного крыла Туруханской структуры отличается более спокойным залеганием пород (углы падения 10—40°) и широким развитием пологих пликтивных структур второго порядка (Сухотунгусская антиклиналь, Бакланихская синклиналь, Покосная мульда и т. д.). В его пределах широко развиты нижнекембрийские отложения, перекрывающие синий с резким угловым несогласием. Общая мощность пород этого возраста измеряется в несколько сот метров. Представлены они доломитами и известняками с подчиненными прослоями песчаников.

Туруханская антиклиналь (зона передового прогиба), по данным А. Н. Сердюка и Р. В. Степанова, ограничивается от краевой части Сибирской платформы Вороновским разломом с амплитудой от 2 до 5 тысяч метров, который протягивается от р. Нижней Тунгуски до верховьев р. Бакланихи и далее к югу.

Основными структурами западной окраины Сибирской платформы в нашем районе являются Летнинская антиклиналь и, по-видимому, Фатьянихская синеклиза.

Летнинская антиклиналь, по данным тех же геологов, протягивается от р. Нижней Тунгуски вдоль р. Летней до р. Сухой Тунгуски и представляет собой асимметричную коробчатую складку. Западное крыло пологое (углы падения 7—30°), а восточное—сильно дислоцированное, образующее флексурный перегиб с углами до 80°. Крылья осложнены сериями разломов северо-восточного направления с амплитудой в сотни метров.

В ядре и на крыльях Летненской антиклинали обнажаются все три отдела кембрия, ордовика и силура.

Мощная, почти километровая толща кембрийских отложений сложена карбонатными породами (доломиты, известняки и мергеля) с прослоями песчаников.

Ордовик и силур, суммарная мощность осадков которых достигает 400—450 м, также сложены в основном карбонатными породами. Подчиненное значение имеют аргиллиты и песчаники.

Терригенные отложения кембро-ордовик-силура отличаются мономинеральностью (преобладанием кварца) и небольшим содержанием полевых шпатов (не более 0,5—2%). Они содержат также в виде аксессуаров циркон, зеленый турмалин, амфиболы и т. д.

Геологами Эвенкийской экспедиции В. Л. Фишером, А. В. Поляковой и их сотрудниками в 1955 г. в обнажениях в непосредственной близости к Летненской антиклинали, по р. Летней, в устье р. Северной и по р. Сухой Тунгуске отмечен нижний и средний девон. Отложения его представлены пестроцветной толщей, состоящей из аргиллитов, алевритов, мергелей, известняков и глин. Эти породы могут служить источником эпидота, сфена, магнетита и группы метаморфических минералов: тремолита, дистена, кианита, а также амфиболов, встречающихся в знаках и единицах процента в антропогеновых осадках этого района.

В области Фатьянихской синеклизы, представляющей собой залив Тунгусской впадины, на фоне общего пологого залегания верхнепалеозойских пород отмечается неширокое развитие морского карбона. Отложения его представлены мергелями и известковистыми песчаниками. Эти

породы состоят в основном из кварца (до 40%) и полевых шпатов (до 60%), содержат большое количество рудных (ильменит, магнетит), а также сфена, циркона, ромбического пироксена (до 5%). В виде акцессорных встречаются рутил, турмалин, гранат, роговая обманка. В известняках отмечается повышенное (до 90%) содержание эпидота.

Для собственно платформенной области (западное крыло Тунгусской впадины) весьма характерно широкое развитие континентальных пермских отложений, пронизанных многочисленными пластовыми интрузиями траппов. Породы залегают почти горизонтально или с незначительным падением на восток и северо-восток. Трапповый магнетизм частично связан, очевидно, с зоной шириной в 150—200 км тектонических нарушений, обрамляющих Тунгусскую синеклизу. Амплитуда последних изменяется от десятков метров до 200—250 м.

В 1955 г. В. И. Никитин, Т. Д. Макаровой и другими геологами Эвенкийской экспедиции вдоль этих разломов были отмечены как положительные структуры—горсты (верховья р. Черной), так и отрицательные—грабены (вдоль р. Откол и его притока речке Крутихе).

Терригенные пермские отложения состоят из переслаивающихся аргиллитов, алевроитов, песчаников, сланцев, туфопесчаников с многочисленными прослоями каменного угля и графита. Они могли послужить для антропогенных осадков источником кварца, полевых шпатов, рудных, слюд (биотит), в меньшей степени сфена, апатита, эпидота. Содержание сфена (лейкоксена) в песчаниках и алевролитах пеляткинской и дегалинской свит достигает 5—7%.

Контактно-измененные породы, приконтактные образования, туфогенная и лавовая толщи корвучанской свиты могут поставлять при дезинтеграции, кроме кварца и полевых шпатов, такие минералы, как кордиерит, лейкоксен, цеолиты, скарполит, уралит, актинолит, сфен, гранат, пренит, хлорит, кальцит, идингсит и некоторые другие.

Изверженные породы трапповой формации представлены в основной своей массе «нормальным диабазом», среди которого В. С. Соболев (1936) различает до 10 разновидностей. Несколько обособленную группу составляют диабазовые пегматиты и щелочные породы типа трахибазальтов и пироксеновых тешенитов.

Главными породообразующими минералами описываемых пород являются плагиоклазы (лабрадор, битовнит, анартит), пироксены (геденбергит, диопсид, клиноэнстатит, пижонит и т. д.), оливин, титано-магнетит, ильменит, ромбические пироксены, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка (в зоне гидротермальных изменений), хлорит, идингсит, иногда встречаются цеолиты (анальцит). Помимо перечисленных основных породообразующих минералов, они могут служить источником пренита, сфена, лейкоксена, эпидота, амфиболов, актинолита, халцедона и т. д. (Соболев, 1936).

Мезозойские юрско-меловые отложения в пределах западной окраины Сибирской платформы и передового прогиба¹ сохранились лишь в виде разрозненных полей. Они были отмечены в 1954—1955 гг. А. Г. Шпилько, В. Л. Фишером, А. В. Поляковой и другими геологами в бассейнах рек Малой и Сухой Бахты, по речкам Володиной и Мироедихе, а также на вершинах ряда горных останцов на правом берегу Сухой Тунгуски. Они представлены песками, галечниками, иногда сцементированными в конгломераты, рыхлыми песчаниками и глинами. Песчаные осадки имеют аркозовый состав, характеризуются преобладанием кварца с волнистым угасанием, микроклина и биотита. Они содержат значительное количество рудных минералов (ильменит), циркона,

¹ Имеется в виду исследуемая территория.

сфена, группы метаморфических минералов и амфиболов, небольшой процент пироксенов и в виде редких и аксессуарных — шпинель, пренит, лейкоксен и т. д.

Широкое развитие мезозойские отложения получают в пределах Енисейско-Тазовской синеклизы. По Турухану и Елогу ю мощность мезозойских, юрско-меловых отложений достигает 400 и более метров, при этом, конечно, до некоторой степени условно выделяются все стратиграфические ярусы юрского, нижне- и верхнемелового возраста с переменным режимом фаций. В разрезе мезозоя чередуются морские осадки (глины, песчаники с прослоями известняка и фауной пелеципод и аммонитов) и озерно-аллювиальные (глины, пески, песчаники с большим количеством растительных остатков и прослоями угля).

На фоне спокойного моноклиального падения мезозойских пород на запад, по-видимому, имеют место локальная пликативная складчатость, а вдоль Приенисейской складчатой зоны — дизъюнктивные нарушения. Последние отражают, очевидно, структурные особенности древнего нижнепалеозойского и докембрийского фундамента.

Можно предполагать, что некоторые основные особенности древнего структурного плана находят свое отражение и в строении весьма мощного четвертичного чехла, в особенности, это относится к древним омоложенным региональным разломам. Так, обширная Енисейская депрессия на восточном крыле Тазовско-Енисейской синеклизы, располагающаяся вдоль меридиональных приенисейских разломов, разграничивающих последнюю со структурами Сибирской платформы и Приенисейской складчатой зоны, заложилась в самом конце плиоцена и первой половине антропогена.

Вдоль восточного борта Енисейской депрессии Л. Я. Проводников (1953) отмечает зону резкого погружения (сброс?) протерозойских пород и не исключает возможности разрывных нарушений в пределах русла реки Енисей. С зоной этих разломов безусловно связана прекрасно морфографически выраженная линия самых западных выходов на дневную поверхность протерозойско-палеозойских пород и траппов. Несколькими километрами западнее гравииоразведка обнаруживает эти породы уже на глубине 1300 м и более.

Обширная Енисейская депрессия шириной до 90—120 км захватывает, по данным исследований Л. Я. Проводникова в 1953 г., всю Притурханскую площадь, бассейны реки Пакулихи, Мангутихи и Елогуя (до фактории Келлог). Она устанавливается по спокойному магнитному полю, указывающему на отсутствие здесь крупных массивов изверженных пород и малую вероятность их встречи до глубины 3 км.

С запада-юго-запада, ограничивая Енисейскую депрессию, протягивается предполагаемая погребенная структура Енисейского кряжа. Она устанавливается по некоторому поднятию протерозойских и, вероятно, кембрийских отложений. По мнению Л. Я. Проводникова, они залегают здесь на глубине 700—800 м, а восточнее, в недрах депрессии, погружены до 1300—2500 м. Породы эти, по его предположению, являются ничем иным, как продолжением структур Енисейского кряжа в северо-западном направлении.

Приподняты, очевидно, здесь и мезозойские отложения. Последние, составляя верхний стратиграфический комплекс погребенной структуры, слагают морфологически чрезвычайно четко обособленный от депрессии высокий 150—250 м Енисей-Таз-Дубчешский водораздел, известный под названием Келлог-Таульчешского вала и Лобового материка. Так, датско-палеоценовые породы зафиксированы в районе Налимьего озера на абсолютных отметках 100—110 м (устное сообщение Ю. А. Лаврушина). Высокое гипсометрическое залегание меловых пород косвенным образом

подтверждается находками гальки, весьма характерных железистых нижнемеловых песчаников в аллювии рек, стекающих с Енисей-Таз-Дубческого междуречья. Если эти песчаники действительно вскрываются местами современной эрозией, то кровля их должна находиться не ниже 50—60 м отметок. Между тем совсем рядом, в смежной Енисейской депрессии упомянутые нижнемеловые песчаники вскрыты скважинами на отметках в среднем минус 100—150 м, максимально минус 200—240 м. Следовательно, устанавливается как будто резкая разница в абс. отметках залегания пачки синхронных нижнемеловых пород при переходе от Лобового материка к Енисейской депрессии.

Если к этому присовокупить морфологические особенности строения Лобового материка и рыхлого четвертичного покрова в его пределах (см. последующие главы), а также наличие зеркалов скольжения в меловых отложениях (в скважинах Усть-Баихи)¹, то создается впечатление о существовании разлома на границе Енисейской депрессии и погребенной структуры Енисейского кряжа. Тем более что сбросы отмечаются у южного замыкания депрессии В. А. Зубаковым (1956¹) и А. П. Шевцовым (1957).

Минералого-петрографический состав верхнемеловых отложений, развитых в пределах Лобового материка, отличается преобладанием кварцево (60—80%)—каолинитовых (до 30%) осадков с большим содержанием рудных (60—70%), главным образом ильменита, а также полевых шпатов (ортоклаза, микроклина и кислых плагиоклазов), циркона (10—12%) и совершенно ничтожным содержанием пироксенов. В меньшем количестве встречаются метаморфические минералы (до 3—4%) — дистен, андалузит, кианит, ставролит, силлиманит, а также турмалин, рутил, гранат, апатит, роговая обманка и т. д.

Согласно исследованиям, проведенным в 1955 г. В. Н. Саксом и З. З. Ронкиной, ниже- и верхнемеловые породы района Усть-Порта характеризуются ничтожным содержанием пироксенов—0,2—0,6%. В тяжелой фракции присутствуют гранат — до 17,9%, циркон — до 6,8%, апатит — до 14,5%, турмалин — 0,3—1,5%, сфен — до 6,6%, эпидот-цоизит до 48,4%, амфиболы—0,3—18%, слюды 1,5—48,9% рудные—7,6—31,5%, титаниты 1,9—8,3%, ставролит, кианит, андалузит—0,2—0,6%. В легкой фракции содержится кварца—44,0—71,0%, калиевого полевого шпата—20,3—33,2%, плагиоклазов—0,1—4,9%, слюд—до 10,5%.

О третичных породах исследованного района имеются лишь отрывочные данные. При этом весьма любопытно, что их следы обнаруживаются в районах, испытавших поднятия в антропогене (зона Туруханской антиклинали), и совершенно отсутствуют в пределах Енисейской депрессии.

Заканчивая настоящую главу, можно сделать следующие основные выводы:

1. Исследованная территория располагается в сложном тектоническом районе с многоэтапным формированием различных структурно-тектонических комплексов. Это—область древних каледонских, а также ранне- и позднегерцинских орогенических движений, осложненных более поздними движениями глыбового порядка, на фоне неоднократно повторявшихся неравномерных по амплитуде и различных по направленности, в областях платформы и геосинклинали, колебательных движений.

Наиболее существенным результатом многообразной тектонической жизни страны явилось возникновение зоны грандиозных субмеридиональных и подчиненных им разломов.

Региональные разломы типа Вороновского, Стрельногорского и Приенисейского (как будет показано в следующей главе) нашли свое четкое

¹ Устное сообщение Н. Г. Попова (СГПКА).

выражение в рельефе, предопределив основные морфологические границы между главными ступенями рельефа западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья и восточной окраины Западно-Сибирской низменности. В направлении самого западного из них, протягивающегося непосредственно вдоль Енисея, в кайнозой заложилась обширная Енисейская депрессия. Последняя, располагаясь между Сибирской платформой и, возможно, погребенной структурой Енисейского кряжа, имеет, очевидно, характер односторонне опущенного грабена, с наиболее погруженной восточной, приенисейской частью.

2. Местные терригенно-органические и изверженные породы синия и палеозоя, с учетом северо-восточных возвышенностей Путорана и Бырранга были поставщиками в антропогене огромного количества осадочного материала, представленного пироксенами, рудными (магнетитом, ильменитом и т. д.) и основными плагиоклазами. В меньшей степени рыхлый четвертичный покров мог получить кварца, амфиболов, кислых плагиоклазов, слюд, эпидота, ромбического пироксена, группы метаморфических минералов, еще меньше цеолитов, пренита и других редких минералов типа Касситерита, шпинели и т. п.

Мезозойская группа пород, безусловно, имевшая широкое развитие в дочетвертичный период по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, к отмеченному главному, определяющему минералогическому комплексу могла добавить значительную долю кварца, микроклина, слюд, метаморфических минералов и т. д.

Глава II

ОРОГИДРОГРАФИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Исследованная территория располагается на границе двух крупных геоморфологических районов—Средне-Сибирского плоскогорья и Западно-Сибирской низменности, характеризующихся резко различными абсолютными отметками, особенностями морфологии, строением и мощностями рыхлого покрова.

Одной из главных предпосылок этих различий явилась разная природа геологического строения отмеченных районов, приуроченность плоскогорья к Сибирской платформе, а низменности—к древнейшей геосинклинали¹.

Следствием этого явились разнозначные и отличные по амплитуде тектонические движения, особенно проявившиеся в кайнозое, которые привели к современной дифференциации описываемой территории на плоскогорье и низменность. Вдоль тектонического шва платформы и геосинклинали, в области передового прогиба, к этому же времени относится возникновение Приенисейской предгорной равнины.

ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Средне-Сибирское плоскогорье заходит в пределы исследованной территории лишь своей сниженной западной окраиной. Наиболее высокая часть плоскогорья, известная под названием гор Путорана, с абсолютными отметками до 1700 м, располагается значительно северо-восточнее.

Возвышенность Путорана, имеющая куполообразные очертания, снижается на юго-запад, в сторону Западно-Сибирской низменности серией все более низких ступеней, которые отражают общую тенденцию к снижению рельефа с северо-востока на юго-запад. Путем понижения абсолютных отметок, уменьшения степени расчлененности рельефа и площадных размеров отдельных останцовых гор (хребтов) осуществляется довольно плавный переход сперва к крупным, а затем и мелким холмам («камням»), отвечающим самой низкой (280—350 м) ступени плоскогорья.

Для описываемой территории можно выделить только две самые низкие ступени Средне-Сибирского плоскогорья, с абсолютными отметками 280—350 и 400—700 м. Они характеризуются резко выраженным структурно-денудационным типом рельефа, со следами древней гидрографи-

¹ Применительно к описываемой территории.

ческой сети. Местами, особенно в области низкой (280—350 м) ступени плоскогорья, наблюдаются наложенные аккумулятивные ледниковые формы, в большинстве случаев весьма плохой сохранности.

К наиболее высокому (400—700 м) уровню плоскогорья относятся массивы Северного (абс. отметки 695—745 м) и Летнего (абс. отметки 435—569 м) камней, а также, но уже за пределами района исследований, камни Нента-Нижний (абс. отметка 472 м), Отдельный (абс. отметка 540 м), Белый (абс. отметка 372 м), Черный (абс. отметка 371 м), хребты Хогды-Хиха (абс. отметки 502—712 м) и Фатьянхский (абс. отметки 400—472 м) и т. д.

Территориально этот уровень располагается вдоль западной окраины Тунгусской синеклизы. В сложении его участвует более чем 500-метровая толща горизонтально переслаивающихся осадочных и изверженных пород пермского возраста.

Спокойное залегание и многократное чередование по вертикали устойчивых (траппы) и менее устойчивых (осадочные отложения) к физическому выветриванию пород оказывает определяющее влияние на морфологию вершин и склонов горных массивов.

Значительное влияние на высоту и размеры столовых гор оказывают, вероятно, локальные разломы. Приподнятые глыбовые структуры типа горстов находят свое выражение в рельефе.

Бронирующее влияние мощных горизонтальных пластовых интрузий траппов сказывается в широком развитии столообразных вершин и ступенчатых склонов. На высокоприподнятых столовых вершинах в условиях нивального климата широко протекают процессы физического выветривания, формирующие физический элювий (скелетные бурые суглинки), каменистую тундру, пятнистые и полигональные грунты.

Конфигурация склонов горноостанцовых массивов определяется количеством и мощностью пластовых интрузий, характером их залегания, экспозицией склона и густотой современной гидрографической сети. Так, склоны останцовых массивов, обращенные к долине р. Нижней Тунгуски (Аякли-камень, Карандаш-камень и др.), имеют, как правило, подчеркнуто ступенчатую форму. На их склонах можно насчитать до 10 различных по ширине площадок. Наиболее широкие из них отмечаются на относительной высоте над уровнем р. Нижней Тунгуски 80—120, 230—250, 270—290 м и т. д. Они приурочены к поверхности крупных пластовых залежей траппов. Разделяющие их уступы сложены туфогенными песчаниками. Поверхность площадок, шириной до 0,2—0,3 км, имеет обычно заметный наклон к реке и закрыта глыбовой россыпью диабазов. Как правило, площадки имеют узко локальное развитие, быстро выклиниваются, а вместо них появляются новые денудационные ступеньки, но уже на иных отметках. Нетрудно заметить, что ничего общего с речными террасами, как утверждали С. Л. Кушев (1934), а за ним и В. П. Тебенков, Д. С. Гартман, О. Л. Эйнон (1939), эти площадки не имеют. Их следует считать скорее нагорными террасами, развивающимися в процессе морозного выветривания на любом гипсометрическом уровне, но всегда строго приуроченными к sillам траппов. Естественно, что в придолинной полосе, вдоль р. Нижней Тунгуски, где склоны камней наиболее круты и интенсивно расчленены многочисленными боковыми притоками, количество этих структурных площадок возрастает, и они прослеживаются на более низких абсолютных отметках.

Наоборот, при удалении от крупных рек, увеличении мощности пластовых интрузий до нескольких сотен метров и неблагоприятной экспозиции формируются отвесные трапециoidalные склоны. В качестве примера можно привести почти отвесный (280—300 м) уступ Северного камня в верховьях ручья Предустного. Обычно в таких случаях на верхней

части склона нагромождены гигантские колонны, пирамиды, столбы и т. д., отделяющиеся друг от друга глубокими расселинами.

Неотъемлемой особенностью склонов горноостанцовых массивов являются огромные каменные россыпи, курумы. Они образуют своеобразные каменные реки, медленно «текущие» вниз по склонам. Любопытно, что курумы развиты исключительно в поле траппов. Связь эта едва ли случайная. Она обусловлена особенностями физического выветривания этих изверженных пород в условиях нивального климата.

Физическое выветривание непрерывно поставляет все новые и новые порции глыбового материала за счет разрушения более высоких частей склонов горноостанцовых массивов. Глыбовый материал «стекает» в соседние депрессии, где быстро зарастает лишайниками, мхом и затем лесом. При завершении этого процесса плосковершинные с трапециoidalными склонами горные останцы превращаются в невысокие холмы с хаотическим нагромождением глыб на его округлой вершине и пологовогнутых склонах. Действительно, подобные холмы можно сравнительно часто наблюдать особенно в области низкой (280—350 м) ступени Средне-Сибирского плоскогорья, где целый ряд небольших останцов, очевидно, уже прошел стадию превращения в невысокие с мягкими очертаниями холмы.

Процесс физического разрушения пород трапповой формации протекает в настоящий момент на описываемой части Средне-Сибирского плоскогорья в колоссальных масштабах. Несмотря на свои, по-видимому, медленные темпы, он, безусловно, в историческом аспекте значительно преобразует горноостанцовый рельеф, уничтожая первичные эрозионные формы, а также следы оледенения (троги, бараньи лбы, аккумулятивные моренные гряды и т. д.).

Только что описанный (400—700 м) уровень Средне-Сибирского плоскогорья отчетливо отделяется от прилегающего к нему с запада Приенисейской предгорной равнины резким гипсометрическим уступом высотой в среднем 200—250 м. Последний имеет вытянуто-линейные очертания, подчеркнутые субмеридиональным направлением речных долин рек Сухой Тунгуски, Северной, Вороновки и др.

Резкая выраженность в рельефе и прямолинейные очертания уступа плоскогорья, очевидно, определены особенностями геологического строения. Уступ совпадает с западной границей Тунгусской синеклизы, вдоль которой прослеживается региональный субмеридиональный Вороновский разлом.

В юго-западном направлении, в бассейне р. Фатьянихи, 400—700-метровый уровень снижается и переходит в 280—350-метровую ступень Средне-Сибирского плоскогорья. Сравнительно плавный переход этих уровней друг в друга определяется, очевидно, однородностью геологического строения, приуроченностью их к Тунгусской синеклизе.

Низкая (280—350 м) ступень Средне-Сибирского плоскогорья в пределах описываемой территории прослеживается в бассейне р. Фатьянихи и ее междуречий с реками Бахтой, Комсой и Сухой Тунгуской. Абсолютные отметки ее снижаются с северо-востока на юго-запад в сторону Западно-Сибирской низменности с 350—320 м до 300—280 м. Одновременно наблюдается уменьшение размеров горноостанцовых массивов, общая степень расчлененности рельефа, возрастает мощность и площадное распространение рыхлых отложений. Так, в бассейнах рек Малой Фатьянихи, Угольной, Большой Сиговой и Сохатиной, непосредственно примыкающих с юго-запада к 400—700-метровому уровню плоскогорья, развит еще мелкий горноостанцовый-крупнохолмистый рельеф с абсолютными отметками 300—350 м. Далее на юго-запад, в пределах Фатьянихско-Комсинско-Бахтинского между-

речья, наблюдается дальнейшее снижение рельефа и его выполаживание. Междуречье отмеченных рек представляет собой мелкохолмистую равнину с огромными плоскими понижениями, занятыми болотными массивами.

Мелкие горные останцы или «камни» утрачивают трапециoidalные очертания. Обычно это овально-вытянутые длиной до 3—5 км холмы, плоскоокруглые вершины которых поднимаются над окружающими их межхолмовыми понижениями в среднем до высоты 100—150 м. Склоны холмов обладают мягкими полуогнутыми очертаниями и закрыты глыбовыми осыпями, часто уже остановившихся в своем развитии и зарастающих лесом.

Понижения между камнями имеют характер широких с плоскими днищами долин. Некоторые из них являются сквозными, соединяя верховья рек Малой Фатьянхи и Большой Сиговой, Угольной, Большой Сохатиной и Малой Фатьянхи и т. д.

Древнеаллювиальные осадки в пределах этих долин были почти полностью уничтожены максимальным покровным (полупокровным) оледенением. Наложенный ледниковый рельеф подвергался сильнейшей переработке солифлюкционными и более поздними эрозионными процессами. Безусловные следы покровного (полупокровного) оледенения для этой части описываемой территории сохранились лишь в виде плащеобразного покрова валунных суглинков, мощностью до 25—40 м. Последние отсутствуют в настоящий момент лишь на крутых склонах высоких 300—350 м камней, где они уничтожены и частично погребены под мощными «каменными реками». Тем не менее местами еще сохранились моренные холмы и гряды. Кое-где на плоских водоразделах отмечаются флювиогляциальные поля типа зандр. В частности, обширное распространение их было отмечено в 1951 г. И. В. Лебедевым в бассейне р. Бахты.

Вероятно, следствием бывшего оледенения является обширная заболоченность описываемой территории. Последняя возрастает по мере снижения абсолютных отметок и уменьшения степени расчлененности 280—350-метровой ступени плоскогорья.

Многочисленные болота на Комсинско-Фатьянхско-Бахтинском междуречье почти сливаются в огромный массив, известный под названием «Большое Болото». Лишь кое-где они отделяются друг от друга невысокими (20—25 м), сильно оплывшими моренными грядами и холмами.

Поверхность описываемых болот обычно слабовыпуклая, в силу чего центральные участки несколько (на 2—3 м, а то и до 5 м) приподняты над периферийными. С самолета поверхности болот имеют своеобразный полосчато-грядовый вид, что связано с развитием специфического грядово-мочажинного микрорельефа. Последний определяется чередованием параллельных, вытянутых на сотни метров вдоль склонов болот невысоких (1,5—2,0 м) грядок и мочажин, шириной от 3—5 м до 10 м, залитых водой. Грядки поросли зеленым и красным сфагновым мхом, шейхцерией, пушицей, клюквой, андромедой. Местами они деформированы мерзлотными процессами, представляя собой бугры пучения, высотой до 6—7 м. С поверхности они поросли карликовой березой и редко мелкими соснами и елью.

Грядовый микрорельеф и выпуклый профиль поверхности Большого Болота способствуют большому увлажнению окраинных частей отдельных болот. Слабые водотоки, образующиеся за счет таяния весенних снегов и вечной мерзлоты, стекая к периферии, формируют плоские ложбины шириной 1,5—2,0 м. Возникающая таким образом избыточная увлажненность по опушкам «черного леса» вызывает его отмирание и наступ-

ление болота на лес. По окраинам болот отмечаются пни, погребенные под деятельным слоем торфяника, сухостой, а по опушкам леса—перевлажнение и заболоченность.

Описанная самая низкая (280—350 м) ступень Средне-Сибирского плоскогорья в сторону Западно-Сибирской низменности обрывается четким, вытянутым в субмеридиональном направлении уступом, высотой 230—250 м. Ширина его от 3 до 5 км при средних уклонах от 3—4 до 10—12°. Уступ совпадает с линией самых западных выходов траппов на дневную поверхность и резким погружением палеозойских пород по древнему, но видимо, омоложенному разлому, вытянутому с севера на юг вдоль Енисея.

ПРИЕНИСЕЙСКАЯ ПРЕДГОРНАЯ РАВНИНА

Приенисейская предгорная равнина, имеющая абсолютные отметки 180—230 м, протягивается в виде сравнительно неширокой (40—50 км) полосы непосредственно вдоль уступа 400—700 м уровня Средне-Сибирского плоскогорья между нижним течением Нижней Тунгуски и верховьями Бакланихи. Она занимает промежуточное положение между описанной западной окраиной плоскогорья с его резко структурно-денудационным типом рельефа и сравнительно слабым развитием четвертичных отложений и восточной окраиной Западно-Сибирской низменности, с типично аккумулятивным рельефом и мощным развитием не только антропогенных, но и вообще мезокайнозойских пород.

Одним из основных факторов рельефообразования в пределах предгорной равнины, определившим ее основные черты, является структура этого района, относящаяся к зоне передового прогиба. Вместе с тем, весьма существенную роль в формировании поверхности равнины сыграли процессы ледниковой аккумуляции моренных и, в особенности, водно-ледниковых осадков.

В структурном отношении Приенисейская предгорная равнина целиком совпадает с так называемой Туруханской антиклиналью, передавая в рельефе все ее наиболее характерные особенности.

Как было отмечено выше, Стрельногорский субмеридиональный разлом разбивает западное крыло Туруханской антиклинали на два блока, с весьма существенными различиями залегания древних пород в каждом. Это обстоятельство и определяет естественное подразделение Приенисейской предгорной равнины на Внутреннюю и Приенисейскую зоны.

Внутренняя зона предгорной равнины, приуроченная к восточному блоку Туруханской антиклинали, протягивается 20—30 км полосой с севера на юг от низовьев р. Нижней Тунгуски через междуречья Вороновки, Мироедиhi, Летней и далее Енисея и Сухой Тунгуски до верховьев р. Бакланихи. В ее пределах отмечается пологое залегание нижнепалеозойских пород (8—10 до 20°) с развитием на фоне моноклиналиного падения пластов на запад пологих структур второго порядка. Такое геологическое строение способствовало выработке выровненной, мелкохолмистой и полого наклонной на запад аккумулятивной ледниковой равнины.

Последняя по характеру ледниковой аккумуляции и времени ее проявления может быть подразделена на два больших участка: Северный, Прилетненский, и Южный.

Северный, Прилетненский, участок занимает территорию междуречных пространств рек Нижней Тунгуски, Вороновки, Летней и Сухой Тунгусок. Кроме того, он захватывает правобережье р. Нижней Тунгуски от устья р. Северной, примерно до Туруханска.

Наиболее высокие абс. отметки, достигающие 280 м, наблюдаются на левобережье р. Вороновки и вдоль правого берега р. Нижней Тунгуски. В сторону Енисея и на юго-запад, ближе к субширотному отрезку Сухой Тунгуски, отметки снижаются до 180—200 м.

Описываемый участок Приенисейской предгорной равнины подвергался зырянскому оледенению, поэтому рельеф его отличается свежестью и незначительной позднейшей эрозионной переработкой. Для него характерно широкое развитие крутосклонных, высотой до 20—30 м, гряд и холмов, в целом северо-западного направления, друмлин, описанных В. Г. Жуковым в 1955 г. в бассейне р. Летней, и многочисленных озер в понижениях между ними. Озера невелики по размерам и имеют самые различные очертания. Их распространение явно подчинено особенностям ориентировки разделяющих их возвышенных участков.

К юго-западу от левобережья р. Вороновки, в сторону субширотного отрезка р. Сухой Тунгуски крупный грядово-холмистый моренный ландшафт постепенно сменяется мелкохолмистым, очевидно, камовым, сложенным уже в основном не валунными супесями, а песками и галечниками. Одновременно наблюдается общее выполаживание рельефа с расширением плоских заболоченных пространств.

Южный участок Приенисейской предгорной равнины вытянут неширокой 15—20 км полосой вдоль плоского водораздела Енисея и Сухой Тунгуски, располагаясь на пологом западном крыле Сухотунгусской антиклинали. Абсолютная высота участка изменяется в незначительном интервале от 180 до 230 м, причем преобладающими являются 180—200-метровые отметки. Это обстоятельство и определяет, возможно, преимущественное развитие плоского, чрезвычайно выровненного и заболоченного ландшафта.

С другой стороны, описываемый участок предгорной равнины является ареной широкого развития водно-ледниковых форм рельефа, связанных с деятельностью максимального оледенения, впоследствии сильно переработанных эрозией.

Отдельные бесформенные, оплывшие и местами сильно эродированные холмы и гряды возвышаются над плоскими заболоченными пространствами на 15—20 м. Сложены они, как правило, песчано-галечниковыми осадками, флювиогляциального типа.

Приенисейская полоса предгорной равнины, шириной до 15—18 км, непосредственно вытянута вдоль Енисея, между устьями рек Сухой и Нижней Тунгусками. Территориально полоса совпадает с западным блоком Туруханской антиклинали с широко развитыми в его пределах субмеридиональными дизъюнктивными нарушениями и крутым моноклиальным падением (до 30—70°) отдельных свит синия на запад.

В рельефе каждая из них выражена грядой-куэстой, имеющей резко асимметричное строение. Восточные склоны этих гряд обычно крутые, почти отвесные, а западные пологие с углами в 3—4° и шириной до 1—2 км. Гребневидные вершины куэст прикрыты лишь маломощным делювием, щебенкой подстилающих пород. Ниже по склону отмечается разорванный и солифлюкционно переработанный чехол из моренных отложений. В депрессионных понижениях между куэстами, ширина которых достигает 2—2,5 км, видимая мощность моренных осадков увеличивается до 4—5 м. По наблюдениям В. Г. Жукова (в 1955 г.), в описываемых депрессиях под толщей ледниковых осадков максимального оледенения отмечаются нижнечетвертичные озерные глины.

Всего насчитывается от 3 до 5 куэст. При этом любопытно отметить постепенное, ступенчатое снижение абсолютных отметок гряд-куэст с востока на запад с 211—200 м до 120—80 м. Самая западная куэста, вдоль

которой проходит Енисейский разлом, непосредственно обрывается крутым уступом к р. Енисею. Таким образом, Енисей на участке от р. Мельничной до устья р. Нижней Тунгуски протекает прямо вдоль уступа предгорной равнины, отделяющего ее от восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

Южнее широты р. Сухой Тунгуски западный край предгорной равнины отодвигается несколько к востоку от долины Енисея, что, очевидно, связано с субмеридиональным продолжением на юг приенисейских разломов.

Между реками Сухой Тунгуской и Бакланихой уступ Приенисейской предгорной равнины представляет собой довольно широкий и пологий склон, осложненный локальными площадками и ступенями, шириной до 1,5—3,0 км. Последние наблюдаются на абсолютных отметках 170—160 м, 160—140 м, 140—120 м, 110—100 м и т. д., т. е. так же, как и куэсты Мироедихинского участка, снижаются на запад, в сторону Западно-Сибирской низменности. Отделяются они друг от друга пологими, высотой 8—10 м, уступами, вдоль которых на дневную поверхность выходят из-под сплошного чехла четвертичных гляциальных осадков коренные кембро-силурийские породы.

ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Восточная окраина Западно-Сибирской низменности в пределах описываемой территории представляет собой аккумулятивную равнину, различные участки которой отличаются друг от друга по гипсометрии, морфологии и происхождению.

В основе этих различий лежат структурно-тектонические предпосылки, несколько отличная история развития для отдельных районов низменности оледенений и трансгрессий, а также позднейшая моделировка рельефа под воздействием эрозионно-денудационных процессов.

Исследованная территория восточной окраины Западно-Сибирской низменности вполне отчетливо морфографически обособляется на два уровня.

Низкий (до 120 м) уровень аккумулятивной равнины приурочен к области Енисейской депрессии, а высокий (140—200 м, максимально до 250—260 м) к Сарчихинско-Дубческому водоразделу или к погребенной структуре Енисейского кряжа.

В пределах Енисейской депрессии мощными рельефообразующими факторами были оледенения, морские трансгрессии и последующая эрозионно-аккумулятивная деятельность такой крупнейшей водной артерии, как Енисей. В связи с этим низкую (10—120 м) аккумулятивную равнину можно подразделить на четыре самостоятельных морфогенетических района:

1. Плоско-холмистую равнину гляциальных и гляциально-морских отложений тазовской стадии максимального оледенения.
2. Холмистую равнину краевой части зырянского оледенения.
3. Плоскую озерно-заболоченную равнину перигляциальной зоны зырянского ледника.
4. Аккумулятивно-эрозионную аллювиальную равнину долины р. Енисея.

Плоско-холмистая равнина гляциальных и гляциально-морских отложений тазовской стадии максимального оледенения прослеживается как на правом, так и

на левом берегу Енисея, локализуясь, следовательно, вдоль периферии Енисейской депрессии.

На правобережье она протягивается 20—30 километровой полосой непосредственно вдоль западной границы Средне-Сибирского плоскогорья (между устьями рек Бахты и Бакланихи), а севернее р. Бакланихи, примерно до широты устья р. Сухой Тунгуски, — вдоль уступа Приенисейской предгорной равнины.

На левобережье полоса гляциально-морской аккумулятивной равнины протягивается вдоль возвышенностей Енисея — Елогуй — Дубческого междуречья и Лобового материка примерно до широты верховьев р. Артюгиной. Севернее отмечаются лишь ее небольшие останцы. Абсолютные отметки описываемой равнины вполне закономерно снижаются с 80—100—120 м на периферии Енисейской депрессии до 45—60 м в сторону ее центральных частей. Несмотря на этот заметный топографический уклон к Енисею, поверхность ее дренируется недостаточно. Следствием этого является сильная заболоченность. Очертание отдельных болот самое различное, но обычно овально-вытянутое, лопастное.

Разделяющие заболоченные участки повышения в 5—8 м высоты над их уровнем имеют плоско-холмистые, увалистые очертания. Непосредственно около Енисея и на его левобережье (т. е. ближе к центральному частям депрессии) преобладает холмистый рельеф. Но по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью, вдоль его западного края, усиливается общая холмистость рельефа. Так, по правобережью р. Верхнего Имбака, по Камсе, Фатьянихе, особенно в верховьях Бакланихи, Средней, Девятихи заметно увеличивается высота холмов и их размеры, достигающие 1—1,5 км в длину и до 10—15 м высоты. Последние местами группируются отдельными цепочками, полосами и т. д., ориентированными обычно в северо-северо-восточном направлении. Впрочем, четкой закономерности их ориентировки установить не удается. Сложены они или нацело валунными супесями, или, что наблюдается довольно часто, лишь сверху прикрыты ими, а в основном состоят из слоистых песчано-галечниковых осадков. Это сближает их, возможно, с образованиями типа камов. Между поясами холмиков, несколько врезаюсь в них, прослеживаются широкие ложинообразные долины. Морфологически они выражены слабо, но подчеркиваются унаследовавшими их современными долинами рек Татарки, Семиверстной, Средней, Девятихи и др. Вершины их теряются среди болот на поверхности предгорной равнины. Выполняющие эти ложины песчано-галечниковые осадки имеют флювиогляциальный генезис, что и определяет их происхождение как ложбин стока водноледниковых потоков конца максимального оледенения.

Эрозионная расчлененность равнины невелика. Она возрастает вдоль долин рек и ручьев, дренирующих болота междуречий, а также непосредственно вдоль уступа плоскогорья. На этих участках равнина расчленяется на плоские заболоченные увалы, подчас с крутыми склонами к руслу водотока. Глубина вреза современной гидрографической сети, а, следовательно, и относительная высота эрозионных останцов увеличивается к Енисею, достигая максимально 35—45 м. В силу этого максимальная расчлененность гляциально-морской равнины приурочена к полосе, вытянутой вдоль Енисея.

Холмистая аккумулятивная равнина краевой части зырянского оледенения занимает в пределах изученного района небольшую территорию. Она распространяется на Енисей-Турухан-Ангутинском междуречье и узкой полосой на правобережье р. Турухана между устьями рек Нижней и Верхней Баих. Абсолютные отметки равнины достигают 55—65 м. К северу в районе типично-моренного ландшафта отметки повышаются до 80—120 м. В районе Маковско-Хетского междуречья

С. Б. Шацким в 1952 г. был отмечен весьма своеобразный холмисто-грядовый, по его мнению, конечно-моренный рельеф. Для описываемого участка уже не характерна строго определенная ориентировка отдельных холмов, а гряды отмечаются здесь в виде исключения. Высота холмов едва достигает 15—18, реже 20 м, очертания их расплывчатые, вершины плоско-округлые, склоны пологие, оплывшие. Сложены они слоистыми суглинками, песками и лишь изредка содержат линзы мелкого галечника. Это образования, видимо, типа мелких камов и даже участками — зандр и широких приледниковых разливов талых вод.

Плоская озерная равнина перигляциальной зоны зырянского оледенения примыкает непосредственно с юга к полюсе холмистого рельефа, описанного выше. Она занимает обширную территорию в бассейнах Нижней Баихи и Ладыги, будучи приурочена к понижениям между Лобовым материком и возвышенностями Толстого Носа и хребта Соснового. Максимальная ширина ее в районе «Большой Тундры» достигает почти 20 км. Далее к югу озерная равнина постепенно суживается и, очевидно, выклинивается в низовьях р. Елогуя.

Наиболее высокие абсолютные отметки озерная равнина имеет непосредственно вдоль полосы холмистого рельефа края зырянского ледника. Они достигают 55—60 м и прослеживаются в низовьях р. Нижней Баихи и в бассейне р. Ладыги. Южнее абсолютные высоты равнины постепенно снижаются до 45—55 м, и в районе рек Мангутихи-Артюгиной-Сургутихи описываемая поверхность незаметно сливается со второй надпойменной террасой Енисея. Это обстоятельство не только затрудняет проведение четкой границы между енисейской террасой и перигляциальной озерной равниной, но и указывает на генетическую и возрастную близость этих поверхностей. В связи с этим становится понятным представление С. Б. Шацкого (1952), отождествлявшего и объединявшего в единую озерно-аллювиальную равнину указанные две поверхности. Тем не менее озерная перигляциальная равнина и вторая надпойменная терраса Енисея (описание см. ниже) имеют определенные морфографические различия и, пожалуй, что самое главное, сложены генетически различными осадками, которые и стратиграфически не являются вполне синхронными.

Наиболее типичный участок озерной равнины располагается в бассейне р. Нижней Баихи и имеет местное название Большая Тундра. Действительно, определяющей чертой рельефа являются здесь тысячи озер на разной стадии заболачиваемости, занимающие почти всю площадь. Они имеют различные очертания, глубину, размеры и т. д. Разделяющие их плоские, относительной высотой 1,5—2,0 м торфяные массивы с типичными грядово-мочажинными микроформами, буграми пучения, высотой до 2,5—2,0 м, термокарстовыми западинами и т. п. представляют собой, по существу, уже заросшие участки озер. Чрезвычайно важно подчеркнуть примерно одинаковый уровень большинства крупных озер, фиксирующийся на абсолютных отметках 42—44 м. В сочетании с плоским рельефом всего описываемого района это обстоятельство делает вероятным предположение о некогда едином водном бассейне типа широких разливов водно-ледниковых потоков, шедших со стороны зырянского ледника.

Однообразный озерно-заболоченный «тундровый» ландшафт оживляется лишь вдоль долин ручьев и речек системы р. Нижней Баихи. Здесь появляются дренированные эрозионные останцы озерной равнины, относительной высотой от 8—12 до 20 м. Сложены они переслаивающейся толщей горизонтально-слоистых тонкоотмученных иловатых и ожелезненных песков, супесей и глин с прослоями торфяников. Осадки имеют типично озерный облик. В пределах озерных котловин эти отложения перекрываются более молодыми озерными илами и торфяниками.

Аккумулятивно-эрозионная аллювиальная равнина включает в себя всю Енисейскую долину, с развитыми в ее пределах четырьмя надпойменными и пойменной террасами.

Она занимает преимущественно более или менее центральные части Енисейской депрессии, достигая ширины 25—30 км. В связи с этим наблюдается определенная асимметрия долины Енисея, одностороннее развитие ее в сторону левобережья.

Четвертая наиболее высокая надпойменная терраса на описываемом отрезке Енисейской долины имеет небольшое локальное распространение. Узкие полосы ее, шириной всего в 4—5 км, отмечаются вдоль правого берега Енисея между станками Чулково и Верхне-Имбатское, где они имеют высоту 65—70 м, а также в виде небольших останцов и на левобережье вдоль возвышенного Енисей-Дубчского междуречья.

Южнее устья р. Бахты эта терраса развита значительно шире. При этом к южному замыканию Енисейской депрессии между Оплынным и Завальным ярами отмечается значительное увеличение высоты террасы до 100—105 м (Зубаков, 1956₃).

К северу от широты В. Имбатска останцы четвертой надпойменной террасы с абсолютными отметками 80—110 м отмечаются в районе станка Черноостровское — устье р. Сенькиной — хребет Толстый Нос. Существование их здесь связано, очевидно, с местными структурными особенностями.

Поверхность террасы значительно заболочена. Ее первоначальный аллювиальный рельеф сильно переработан позднейшей денудацией. В различных по длине, но всегда вытянутых в северных румбах многочисленных озерно-заболоченных понижениях в настоящий момент лишь с трудом можно распознать древние старицы, протоки и т. д. То же самое относится и к невысоким, разделяющим их плоским вытянутым участкам, очевидно, древним береговым валам и гривам. Последние сложены, как правило, супесчаными образованиями.

Терраса дренируется многочисленными речками и ручьями, вытекающими из болот ее внутренних частей. Неглубокие долины этих водотоков подчеркивают местами первичные неровности аллювиального рельефа, а при впадении в Енисей, где врез их достигает максимальной величины, расчленяют террасу на отдельные крутосклонные останцы.

Вдоль бровки описываемой террасы широким развитием пользуется весьма разветвленная древовидная сеть коротких (длиной не более 0,5—0,7 км), но глубоких, V-образных оврагов. Тальвег оврагов обычно привязан к тыловому шву бечевника. В приустьевой своей части они имеют обычно ширину не более 100—150 м и глубину до 40—50 м. Тальвег их крутой, часто завален валунно-галечниковым материалом, вымытым из морены, слагающей цоколь террасы.

Овражная эрозия имеет место только в период весеннего снеготаяния. Летом она замирает и, видимо, в засушливые годы полностью исчезает.

Четвертая надпойменная терраса весьма слабо врезана в поверхность описанной выше гляциально-морской равнины. Ее уровень не везде достаточно отчетливо отделяется от последней. Дешифрируется терраса по более выровненному рельефу и присутствию аллювиальных осадков.

Третья надпойменная терраса обладает так же незначительным распространением, как и четвертая, локализуясь по периферии Енисейской депрессии. Она занимает небольшие площади в пределах Енисей-Елогуй-Артюгинского междуречья. Далее к северу она прослеживается в виде крупных останцовых массивов у мыса Кангатовского; у станка Маркова и неширокой (3—5 км) полосой протягивается между реками Комсой, Фатьянихой и Бакланихой. Здесь она вновь переходит

на левый берег (Сосновый хребет) и, постепенно снижаясь, морфологически исчезает, примерно, на широте устья р. Сухой Тунгуски. Наконец, узкие полосы этой террасы отмечаются вдоль правого берега Енисея между станками Костино и Мельничная.

Высота террасы не остается постоянной и вполне закономерно снижается вниз по течению р. Енисея с 55—60 м (на широте р. Елогуя) до 45—50 м (около устья р. Сухой Тунгуски). В связи с этим уровень ее с юга на север сближается с поверхностями второй надпойменной енисейской террасы и перигляциальной озерной равниной.

Южный участок террасы (на Енисей-Еголуй-Артюгинском междуречье) сильно заболочен. При этом заболоченными, а следовательно, и сниженными оказываются, как правило, притыловые части террасы. Вдоль бровки поверхность террасы обычно несколько выше, но зато и более интенсивно расчленена сравнительно густой сетью постоянных, но почти пересыхающих летом мелких водотоков. Долины этих речек и ручейков обладают иногда шириной до 0,5 км, а их врез вблизи устья достигает 15—25 м. В большинстве случаев они, вероятно, наследуют первичные неровности аллювиального рельефа описываемой террасы. Вдоль бровки к отмеченным более или менее постоянным водотокам присоединяется еще и сравнительно густая разветвленная сетка оврагов, вполне аналогичная описанной выше.

Второй левобережный участок террасы прослеживается в виде нескольких крупных эрозионных останцов, примерно от устья речки Пакулихи до р. Турухана и носит местное название Сосновый хребет. Действительно, останцы террасы вытянуты вдоль Енисея в форме неширокой (4—6 км) несколько асимметричной гряды, высотой 55—45 м. Склон хребта, обращенный к Енисею, довольно крут, с углами до 10—12°. Противоположный склон значительно шире и положе, поэтому поверхность террасы очень плавно снижается к перигляциальной озерной равнине. Тем не менее линия подножья уступа террасы весьма отчетливо устанавливается по резкой границе распространения соснового леса, растущего на террасе, и болотно-кустарниковой растительности, распространенной на равнине.

В отличие от описанного южного участка, поверхность террасы в районе Соснового хребта мало заболочена. Значительным развитием здесь пользуются мелкие, диаметром до 5—12 м и глубиной 1,5—2,0 м западинные микроформы.

Останцы террасы у мыса Кангатовского, станка Марково и узкие полосы ее, сохранившиеся по периферии Енисейской депрессии между речками Комсой и Мироедихой, морфологически существенно не отличаются от описанных.

Уступ третьей надпойменной террасы к более низкой второй надпойменной достигает высоты максимально 10—15 м. В типичных случаях он прекрасно морфологически выражен в виде неширокого и достаточно крутого склона.

Вторая надпойменная терраса имеет весьма широкое развитие и, как уже отмечалось, морфологически и гипсометрически с трудом разграничивается с озерной перигляциальной равниной зырянского времени. Особенно близки и совершенно сливаются эти уровни в южной части описываемой территории в районе Сургутихи и Мангутихи, где средние абсолютные отметки террасы—45—55 м, а у равнины—50—55 м. Относительная высота террасы 30—35, максимальная—40 м. Определенная дифференциация начинает проявляться между ними лишь севернее, ближе к краю зырянского ледника, особенно уже в сфере влияния последнего. Следует вместе с тем отметить, что терраса эта сохранилась на отдельных участках енисейской долины весьма неравномерно. Ниже Туруханска, примерно до Игарки, она встречается попере-

менно то на правом, то на левом берегах Енисея (в виде 5—6-километровой полосы, с абсолютными отметками от 40—45 до 50—55 м.

Между Игаркой и устьем р. Хантайки, непосредственно вдоль реки, терраса, вероятно, не сохранилась. Тем не менее севернее, между устьями рек Убойной и Фокиной вплоть до р. Большой Авамской, в устьевой части р. Дудинки, вновь отмечаются, хотя и сильно эродированные, останцы этой террасы. Впервые в 1953 г. она была закартирована на этом отрезке долины Енисея Г. Д. Масловым, хотя и в несколько преувеличенных масштабах.

Южнее исследованной территории, по-видимому, одновозрастный уровень прослеживается в долине Енисея вплоть до Красноярска (Зубаков, 1956, Казанский, 1952, Ивановский, 1954 и др.), где к нему приурочены стоянки Афонтовой горы (Громов, 1948, Нагорский 1937, 1939, 1941).

В пределах непосредственно описываемого отрезка енисейской долины между устьями рек Бахты и Нижней Тунгуски вторая надпойменная терраса имеет преимущественное развитие вдоль левого берега Енисея. Ширина ее колеблется (конечно, весьма условно) от 2—3 до 5—10 км. Вдоль правобережья Енисея обычно развиты лишь узкие 1,5—2 км полосы ее. Только в районе Канготово-Марково, где Енисей наиболее удаляется от западного уступа Средне-Сибирского плоскогорья, терраса расширяется до 5—10 км.

Следовательно, вторая надпойменная терраса, в отличие от более высоких, отмеченных выше, локализуется вдоль центральной части Енисейской депрессии.

Поверхность террасы, как и более высокие уровни в долине Енисея, сильно заболочена. Вместе с тем ложинообразность, вытянутость заболоченных понижений выражена здесь значительно резче, а озерно-старичные котловины еще не успели полностью зарости, поэтому имеют преобладающее развитие перед болотами. Значительно слабее развита и гидрографическая сеть мелких постоянных водотоков, дренирующих террасу.

Все это, вместе взятое, несколько выделяет описываемую поверхность от третьей и четвертой надпойменных енисейских террас.

Кроме того, у второй надпойменной террасы отчетливее выражено разделение ее поверхности на несколько приподнятую приустьевую часть, обычно в той или иной степени расчлененную, и внутреннюю, несколько сниженную, уплотненную и заболоченную. Последнее обстоятельство сближает ее с первой надпойменной и пойменной террасами.

По форме и размерам озерных котловин на своей поверхности описываемая терраса весьма существенно отличается от озерной перигляциальной равнины. Для нее характерны более мелкие овалообразные, блюдцевидные озера (особенно севернее широты Туруханска, впервые подмеченные Г. Д. Масловым), совершенно не соизмеримые с огромными заболоченными и вытянутыми озерными котловинами в пределах перигляциальной равнины.

Уступ описанной поверхности к более низкой первой надпойменной террасе Енисея морфологически выражен достаточно отчетливо, в виде крутого с углами до 25—30° склона высотой в 7—12 м.

Первая надпойменная терраса распространяется в долине Енисея между Бахтой и Туруханском почти непрерывно. Тем не менее широкого площадного развития она не имеет. Будучи наиболее хорошо выражена на левобережье, она и там достигает максимальной ширины всего лишь 3—5 км. При этом она тяготеет обычно к устьевым участкам крупных левых притоков Енисея: Турухану, Пакулихи, Манчутихи, Елюгую и др. Относительная высота ее колеблется от 16 до 23 м. На правобережье Енисея и тем более по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью ширина террасы сужается до 1,5—0,5 км, а высота несколько

увеличивается до 25—26 м (Татарское-Баиха) и даже 30 м (Мирое-диха).

Таким образом, и для этой енисейской террасы, как и для описанной второй, весьма показательна локализация преимущественно к центральной части Енисейской депрессии, причем выражена она еще резче.

Ниже Туруханска описываемая терраса сохранилась очень плохо, особенно ниже Игарки. Высота ее вниз по течению реки заметно снижается до 12—14 м.

Вверх по долине Енисея от устья р. Бахты эта терраса изучена недостаточно. С. В. Эпштейн (1956) считает возможным увязывать ее с высокой поймой экстрагляциальной области. Этому как будто противоречат находки в толще ее аллювия остатков мамонта. По-видимому, условно описываемую поверхность следует сопоставлять с первой надпойменной террасой района Красноярска (Громов, 1948; Нагорский, 1937, 1939, 1941₂).

Поверхность террасы характеризуется в общем сравнительно хопшей сохранностью первичных аккумулятивных форм рельефа, особенно по левобережью. Прибровковая часть ее несет все характерные черты крупногрядистого рельефа, характерного для енисейской поймы.

Большая часть террасы представляет собой чередование обширных заболоченных низин и невысоких уплощенных гряд, высотой до 10—12 м. Этот рельеф мало чем отличается от пойменного. Но в силу того, что он уже не подновляется ежегодным паводком, он несет черты некоторого одряхления. Озера-старицы сильно заросли, а местами превратились в трясинные болота. Гряды оплыли, задернованы и поросли крупным сосново-еловым лесом, вытесняющим мелкокустарниковую растительность.

Вдоль правого берега Енисея описываемая терраса сужается до 0,5—1 км. Прирусловая ее часть приобретает вид очень широкого, до 0,5 км, и резко асимметричного берегового вала. Склон его, обращенный к реке, крутой с углами до 30—40°, а противоположный пологий, всего 5—7°. Притеррасное понижение представляет собой пологую заболоченную ложину, иногда занятую слабым водотоком.

Уступ первой надпойменной террасы к пойме имеет высоту от 3—4 до 6 м. Обычно он весьма пологий, но в рельефе фиксируется достаточно отчетливо. Местами он расчленен короткими V-образными овражками. Впрочем, терраса в целом еще очень слабо подверглась эрозионному расчленению.

Пойменная терраса обладает наибольшим по сравнению с другими террасами развитием на описываемом отрезке долины р. Енисея. При этом особенностью площадного ее развития является преимущественная приуроченность к левобережью Енисея, т. е., по существу, к наиболее центральным частям Енисейской депрессии.

На ее уровне современная енисейская долина образует два обширных: озеровидных расширения, шириной до 20—25 км, в низовьях рек Елогуя и Турухана. Но даже и на суженном отрезке долины (между реками Сургутской и Байкалихой) ширина ее достигает 5—6 км.

На противоположном правом берегу пойменная терраса имеет прерывистое и незначительное развитие. Она прослеживается главным образом в приустьевых частях притоков, а ширина ее редко достигает 3—4 км (обычно же измеряется в 1,5—2,0 км).

Высота енисейской поймы колеблется в пределах 8—10, максимально достигая 14—15 м. Она несколько выше в местах сужения долины Енисея и ниже в районах ее четковидных расширений.

Прирусловая зона пойменной террасы обычно несколько выше остальной поверхности. В поперечном профиле она имеет уплощенный валлообразный вид, достигая ширины одного километра. Для нее харак-

терен отчетливо выраженный крупногрядистый рельеф. Гряды вытянуты параллельно руслу реки и разделены узкими, длиною в несколько километров межгрядными понижениями, занятыми староречьями, глубиною 3—5 м. Высота гряд в межень достигает 14—15 м над урезом Енисея. В суженной части долины встречаются гряды, высотой до 18 м, благодаря этому прирусловая зона здесь на 1,5—3,0 м выше, чем в четковидных расширениях. Ширина гряд изменяется от 50 до 100 м и не превышает 120 м. Форма их обычно несколько асимметричная, что хорошо выражено вблизи русла Енисея, где склоны, обращенные к реке, положе, а противоположные—более круты.

Во внутренних частях поймы рельеф становится более уплощенным, а высота террасы несколько снижается. Староречья теряют здесь свою руслообразную форму, а гряды выполаживаются и теряют закономерную ориентировку и очертания. Поверхность поймы, как правило, занята многочисленными, иногда обширными, озерами.

Вдоль тылового шва пойменной террасы вновь отмечается «оживление» рельефа за счет «вееров блуждания» боковых притоков Енисея.

Таким образом, для левобережной поймы чрезвычайно характерными морфологическими элементами являются вытянутые на несколько километров плоско-выпуклые гряды и разделяющие их еще более обширные овально-вытянутой формы понижения. Генетически первые отвечают прирусловым валам, а вторые—брошенным староречьям. Подобное строение поймы, характеризующееся крупногрядистым рельефом, отвечает особенностям гидрологии р. Енисея.

Для развития руслового потока Енисея характерны фуркации, т. е. деления основного русла на ряд параллельных стрежней. Это обстоятельство вместе с высокими 15-метровыми весенними паводками с очень быстрым спадом воды определяют отмеченный параллельный—крупногрядистый рельеф пойменной террасы, а также высоту и значительную эрозионную расчлененность прирусловой зоны.

Морфология пойменной террасы правобережья Енисея принципиально не отличается от описанной для левого берега.

Исключением, пожалуй, являются те отрезки правобережной поймы, которые тяготеют к приустьевым частям притоков. Будучи во многих случаях, по существу, конусами выноса этих рек, они несут на себе многочисленные следы «вееров блуждания» самих потоков. Роль Енисея здесь зачастую сводится к формированию прирусловых валов и корг в период весеннего половодья.

Специфические черты приобретает пойма на отрезке правого берега Енисея от Сухой до Нижней Тунгусок. Ширина ее здесь резко суживается, местами до 150—200 м, а сама она приобретает характер берегового вала, высотой 12—15 м. В цоколе этого вала, слагая эрозионный енисейский бечевник, обнажаются протерозойские породы, поднимающиеся до высоты 7—10 м над рекой. Таким образом, мощность галечниково-супесчаных отложений, непосредственно формирующих вал, всего около 3—7 м. В поперечном разрезе прирусловый вал имеет несколько асимметричную форму и достигает ширины 50—120 м. Непосредственно за валом, вдоль тылового шва террасы, прослеживается ложинообразное заболоченное понижение, шириной до 70—120 м.

Острова, прирусловые отмели и бечевник. Помимо пойменной террасы к заливаемым, в настоящий момент формирующимся элементам современной долины Енисея следует отнести как аккумулятивные, так и эрозионные (эрозионно-аккумулятивные) формы. Последними соответственно являются многочисленные острова, прирусловые отмели, косы и т. п., а также бечевник с его весьма специфическими образованиями типа корг, аллювиальных мостовых и т. д.

В пространственном распространении этих форм в пределах современной енисейской долины наблюдаются определенные закономерности. В общем виде они сводятся к преимущественному развитию аккумулятивных форм вдоль левобережья, а эрозионных (эрозионно-аккумулятивных)—по правому берегу Енисея.

В процессе образования многочисленных островов, ведущая роль принадлежит гидрологическому режиму Енисея. Фуркационное развитие его руслового потока приводит к возникновению ряда самостоятельных стрежней, разделенных участками усиленной аккумуляции. Здесь и возникают осередки, или, по-местному, «опечики», такие, как Канготовский, Зыряновский, Татарский и др.

Первоначально они выходят из-под уровня воды только в межень. Затем, постепенно удлиняясь и наращиваясь у своего верхнего конца, они образуют невысокие с острыми верхними мысами острова. С обеих сторон, в особенности со стороны енисейской протоки, быстро возникают отмели и косы. Последние растут до тех пор, пока не образуется пересыпь, наглухо закупоривающая верхний конец протоки. Возникших таким путем мелких заиленных затонов вдоль левого берега Енисея чрезвычайно много. В дальнейшем «опечик», все более и более наращиваясь, превращается в типичный береговой вал. Ширина его растет за счет засыпания протоки и, наконец, наступает момент, когда бывший «опечик» приключается к пойменной террасе в виде молодого ее сегмента. Это сочленение происходит в первую очередь головной частью бывшего острова. В его «ухвостье», которое, как правило, остается значительно сниженным (в виде обширного полузаросшего ивняком пляжа) еще долго сохраняется остаток бывлой протоки. В результате наблюдается чрезвычайно характерная для левобережной пойменной террасы бухтообразно изрезанная береговая линия.

Широкое развитие в долине Енисея имеет бечевник—эрозионная или эрозионно-аккумулятивная площадка, возникающая, как правило, вдоль основания крутого и энергично подмываемого берега. В этом смысле бечевник генетически диаметрально противоположен прирусловым отмелям, пляжам, косам (и т. д.), типично аккумулятивным образованиям. В отличие от последних бечевник обладает определенными, присущими лишь ему формами поперечного профиля, микрорельефом, характером и мощностью аллювия и т. д.

На строение бечевника, как мы показали в специальной статье (Архипов, Лаврушин, 1958), оказывают ведущее влияние геологический фактор через литологию пород, слагающих берега, и динамическая фаза реки на данном отрезке ее долины. Любопытной особенностью строения енисейских бечевников является их специфический микрорельеф—корги, кекуры и «аллювиальные мостовые», сложенные грубым, «мусорным» мореноподобным материалом,—формирующимся в условиях повышенной эрозионно-аккумулятивной деятельности речного льда в периоды половодий².

Высокий, 140—200 (250) м, уровень восточной окраины Западно-Сибирской низменности территориально совпадает, по-видимому, с погребенной структурой Енисейского кряжа. Морфологически этому уровню отвечают резко очерченные в современном рельефе сравнительно широкие гряды северо-северо-западного направления, являющиеся в то же время водоразделами рек Енисея, Таза, Елогуя и Дубчеса. Наиболее высокие абсолютные отметки, до 250—260 м, наблюдаются вдоль так называемого Келлог-Теульческого вала. На тер-

² С. А. Архипов и З. В. Алешинская — доклад на Совещании по геологии и полезным ископаемым центральных районов Красноярского края, МГУ, 3—6 февраля 1958 г.

ритории Лобового материка происходит постепенное снижение рельефа до 200—140 м, что, может-быть, связано с погружением в этом направлении структуры Енисейского кряжа.

Поверхность Лобового материка и Енисей-Дубческого междуречья (в бассейне р. Сарчихи) имеет в целом выровненный платообразный характер, несколько осложненный сравнительно мелким наложенным холмистым и холмисто-грядовым рельефом основной морены самаровской стадии максимального оледенения. Такой характер рельефа определяется, очевидно, спокойным залеганием здесь верхнемеловых пород и незначительной мощностью четвертичных отложений, сокращающейся на отдельных участках до 1,0—0,5 м. Так, в районе оз. Налимье прямо на дневную поверхность выходят породы сымской свиты. Древний доледниковый рельеф, «раскопанный» современной эрозией, оказывает определенное влияние на современный, способствуя созданию плоско-увалистых ландшафтов (западная окраина оз. Налимьего).

Другой особенностью Лобового материка является развитие в его пределах крупных и весьма глубоких озер, типа Налимьего и Дашкино, происхождение которых не совсем понятно.

По данным Ю. А. Лаврушина и З. В. Алешинской (устные сообщения), описанные озера, а также верховья рек Артюгиной, Пакулихи, Нижней Баихи и др., располагаются в широких (до 2—3 км) ложнинообразных долинах, ориентированных и снижающихся в сторону Енисейской депрессии. Последние являются результатом эрозионной деятельности потоков талых ледниковых вод, стекавших в депрессию от мертвых ледяных полей, располагавшихся, очевидно, на возвышенных участках Лобового материка. К днищам отмеченных долин, по наблюдениям Ю. А. Лаврушина (устное сообщение), приурочено до двух-трех поверхностей флювиогляциальных террас, сложенных песчано-галечниковым материалом.

Крупная долина стока, по-видимому, унаследована современным Елогуем. Эта ложина, достигающая ширины 14—15 км, морфологически сливается с четвертой надпойменной террасой Енисея.

Лобовой материк в сторону Енисея обрывается 50—80-метровым крутым и морфологически четко выраженным уступом. Он имеет подчеркнуто субмеридиональное прямолинейное простирание. Его подошва, отмечающаяся примерно 50—55-метровыми изогипсами, является самой восточной линией близкого к дневной поверхности залегания меловых пород и развития на левобережье Енисея холмистого рельефа основной морены самаровской стадии максимального оледенения. Вдоль уступа Лобового материка, в верховьях речки Пакулихи Ю. А. Лаврушиным (устное сообщение) установлено два уровня висячих террас. Кроме того, для енисейского склона как Лобового материка, так и Енисей-Дубческого междуречья весьма показательно резкое усиление эрозионного расчленения мелкохолмистого, полого-увалистого рельефа описываемых валлообразных возвышенностей. Все это вместе взятое намечает определенную аналогию с уступом Приенисейской предгорной равнины, вытянутого вдоль линии разломов, и в совокупности с геологическими данными (см. выше) позволяет предположительно проводить и вдоль уступа Лобового материка возможную линию разрывных нарушений.

ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ

(правые и левые притоки р. Енисея)

Исследованная территория располагается в бассейне среднего и нижнего течения Енисея, обладая обширной и разветвленной, но неравномерно размещенной в пространстве гидрографической сетью.

Бассейн Енисея на изученном его отрезке резко асимметричен. Правобережная водосборная его часть значительно больше левобережной. Правые притоки не только многоводнее и длиннее левых, но и протекают в общем по более древним долинам. Если левобережные енисейские притоки закладывались и оформлялись в последниковое время, то правые, такие, как Нижняя Тунгуска, а на отдельных участках Сухая Тунгуска, Фатьяниха, Бахта в ряде случаев унаследовали древние переглубленные и частично выполненные моренным материалом долины. Современная морфология их и направление течения в значительной степени обусловлены особенностями геологического строения и направленностью тектонических движений в антропогене на территории западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.

Характер современной левобережной гидросети определяется в первую очередь пространственной ориентировкой водноледниковых форм рельефа, широко развитых вдоль восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Безусловно также влияние геологической структуры и новейших движений, но проявляются они в морфологии речных долин менее отчетливо.

Самым крупным по величине правым притоком Енисея на описываемой территории является р. Нижняя Тунгуска, которая в пределы исследованного района входит лишь своим приустьевым отрезком, протяженностью около 70 км (от устья до впадения р. Бургухли). На этом участке (ниже пос. Северного) Нижняя Тунгуска пререзает вкрест простирания Туруханскую антиклиналь. Последняя, как известно, разбита на два блока с неодинаковой структурой. Это находит отражение в морфологии речной долины.

Между речкой Северной и ручьем Гремячий, река течет почти в широтном направлении с востока на запад. Долина ее имеет глубоко врезанную, корытообразную форму с крутыми выпуклыми бортами, высотой до 80—120 м. В строении бортов участвуют как палеозойские породы, так и гляциальные отложения зырянского и максимального оледенений, подстилающиеся древнеаллювиальными осадками (Голый яр). Это обстоятельство свидетельствует о том, что река протекает на данном отрезке по древней доледниковой эрозионной долине. Является ли эта долина пратунгусской или какой-либо другой реки, остается неясным. Важнее подчеркнуть унаследованный характер современной долины Нижней Тунгуски. Последняя имеет ширину от 1,0 до 1,5 км. Вдоль ее крутосклонных бортов протягиваются узкие локально распространенные террасовые уровни, высотой 35—45, 18—25 и 8—12 м. Первый из них является надпойменным, а последние два заливаются. При этом (18—25 м) поверхность занимает промежуточное положение. Она обладает обычно 8—10-метровым цоколем из коренных пород, заливается только частично и в самую высокую воду. Пойма высотой 8—12 м незначительно развита. Она имеет характер узкого 60—80-метрового берегового вала, лежащего на 3-5-метровом цоколе скальных пород и как бы прижатого или непосредственно к скалистому коренному берегу, или уступу более высокой террасы. Надпойменная (35—45 м) терраса также эрозионная с высотой цоколя до 30 м. Последний сложен не только коренными палеозойскими породами, но также и мореной максимального оледенения. Ширина террасы колеблется от 0,5 до 1,5 км, поверхность ее выровненная, слабо заболоченная.

Более высокая (вероятно, 60—80 до 100 м) терраса на описываемом отрезке нижнетунгусской долины перекрыта мореной зырянского оледенения и, следовательно, в рельефе не выражена.

Ниже Гремячего ручья, в зоне Стрельногогорского разлома, река образует большую петлю резко прямоугольных очертаний. Нижняя

Тунгуска на коротком (12—13 км) отрезке четыре раза меняет свое направление с широтного на меридиональное и наоборот. Дважды она течет параллельно субмеридиональным разломам, выявляя зависимость направления долины от тектоники. Определенную роль (может быть, весьма важную!) сыграла тектоническая трещиноватость пород, сильно развитая в полосе дизъюнктивных нарушений.

Долина р. Нижней Тунгуски в районе петли резко сужается до 0,5—0,7 км, приобретая каньонообразную форму. Днище ее почти целиком занято руслом. Лишь местами у подножья крутых бортов, образующих почти отвесные скалы и уступы, прослеживаются узкие полосы бечевника и 18—25-метровой поймы. Весьма показательно отсутствие (или, по крайней мере, ничтожное локальное развитие) более высоких террас.

Ниже петли, в районе Дурного мыса, р. Нижняя Тунгуска вырывается из скалистых берегов в долину Енисея, образуя колоссальные конуса выноса.

Наиболее древний из них располагается на правом берегу между Известковым мысом и высотой 153 м на абсолютных отметках от 65—70 до 80—90 м. Песчано-галечниковые отложения его, мощностью 10—15 м, покоятся на (50—70 м) цоколе синия, образуя наклонную к Енисею террасовидную поверхность, шириной до 2—4 км. Еще более грандиозным является молодой конус выноса, срезанный под уровень второй надпойменной террасы Енисея и при его непосредственном влиянии. Длина этого конуса (35—45-метровой террасы, на которой располагается с. Туруханск) достигает 10 км. Под прямым углом вдаваясь в долину Енисея, он обуславливает его резкий поворот к западу.

В настоящий момент Нижняя Тунгуска формирует обширный конус на уровне поймы, резко сдвинув енисейский фарватер к левому берегу и перегораживая его русло вдоль правого берега (между пристанью и рыбзаводом) валунно-галечниковыми косами.

Любопытно отметить, что выход Нижней Тунгуски из области Приенисейской предгорной равнины (зоны Туруханской антиклинали) в енисейскую долину (Енисейскую депрессию) сопровождается резким расширением ее русла до 1 км и изменением режима потока, что сказалось, вероятно, в возникновении здесь огромной воронки (корчаги) глубиной до 100 м. Любопытно, что она располагается как раз на линии Приенисейского разлома. Может быть, возникновение корчаги связано с резко различной устойчивостью пород ложа потока выше и ниже разлома, на фоне некоторых подвижек вдоль последнего.

Описанные террасы р. Нижней Тунгуски вполне увязываются с долиной Енисея. Так, второй надпойменной террасе р. Енисея морфологически, стратиграфически и палеонтологически (см. в следующей главе) соответствуют 35—45-метровая терраса в долине р. Нижней Тунгуски выше Стрельных гор и конус выноса в ее устье. Первая надпойменная и пойменная террасы Енисея вполне сопоставимы с 18—25 м и 8—12-метровыми уровнями р. Нижней Тунгуски. Переходный «надпойменно-пойменный» характер (18—25 м) нижнетунгусской террасы объясняется более высокими (24—26 м до 35 м) паводками на этой реке, чем Енисее (15—18 м).

Погребенная (60—70 м) терраса, очевидно, соответствует третьей надпойменной енисейской террасе. Ее аллювий старше перекрывающих ее зырянских гляциальных отложений и моложе подстилающей нерасчлененной моренной толщи максимального оледенения.

Флювиогляциальные (частично, может быть, и аллювиальные) осадки в долине р. Нижней Тунгуски на террасовидных площадках, высотой 80—120 м, а также конус выноса около мыса Известкового отвечают

скорее всего заключительным этапам формирования левобережной перигляциальной зырянской равнины.

Крупными правобережными притоками являются реки Сухая Тунгуска, Фатьяниха, Бахта, Комса, Нижний Имбак, берущие свое начало в области западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. В своих верховьях долины их приспособились к древним ложнообразным понижениям между горноостанцовыми массивами. Так, р. Сухая Тунгуска на протяжении почти 150 км протекает вдоль 400—700-метровой ступени Средне-Сибирского плоскогорья, в направлении регионального Вороновского разлома. Фатьяниха до слияния ее с р. Малой Фатьянихой течет по ложнине северо-западного направления, протягивающейся вдоль юго-западных уступов камней Черного и Белого, являющихся останцами 400—700-метрового уровня плоскогорья. Речки Комса, Нижний Имбак и другие следуют по широким седловинам между горами с абсолютными отметками 280—360 м и т. д.

В глубоких эрозионных врезх этих речек из-под чехла гляциальных отложений максимального оледенения обнажаются песчаные и суглинистые, видимо, древнеаллювиальные отложения. Это позволяет предполагать, что описываемые реки унаследовали древние доледниковые долины.

Современные долины, особенно их верхние отрезки, обычно имеют морфологически расплывчатые очертания.

Ниже, в среднем течении непосредственно у западного края плоскогорья, описываемые речки достигают максимальных глубин вреза (порядка 80—120 м) и вскрывают коренные палеозойские породы. Эрозия протекает здесь уже в иных условиях. Долины их резко сужаются и приобретают четковидную форму.

В тех местах, где речки прорываются через трапповые покровы или дайки, их долины имеют щелеобразную или каньонообразную формы.

На смежных участках, где борта долины сложены более податливыми осадочными породами, долины образуют овалообразные расширения. Вдоль русла протягиваются два уровня поймы и узкие полосы одной или двух надпойменных террас.

Все отмеченные террасовые уровни резко эрозионные в отличие от верхних отрезков долин, где они являются аккумулятивными. Мощность аллювия едва достигает 0,5—3,0 м.

Непосредственно к уступу Средне-Сибирского плоскогорья в сторону Западно-Сибирской низменности приурочены резкие «скачкообразные» изменения морфологии долин речек.

Места их выхода в пределы низменности фиксируются резким перегибом продольных профилей от крутых и изломанных к пологим и плавным. Сам же перегиб проявляется довольно часто в виде крупного порога с перепадом воды в 2—3 м («Карские Ворота» на р. Фатьянихе).

Резко расширяются долины, образуя довольно обширные озеровидные расширения до 4—6 км в диаметре. Борта их выполаживаются и незаметно сливаются с междуречьями в силу резкого уменьшения (до 10—15 м против 80—120 м у западного края плоскогорья) эрозионного вреза. Русла речек дробятся на рукава (р. Фатьяниха) и довольно интенсивно меандрируют (р. Комса). Сокращается количество террас. В овалообразных расширенных комсинской и фатьянихской долинах отмечается лишь пойменный и первый надпойменный уровни. Вторая надпойменная терраса и более высокие ступени (р. Фатьяниха) западнее уступа плоскогорья не распространяются. Отмеченные террасы уже не эрозионные, а исключительно аккумулятивные. В области енисейской долины реки

Бахта, Комса, Фатьяниха, Н. Имбак и другие приобретают черты, сближающие их с левобережными притоками. Эрозионный врез их невелик и лишь в устье достигает 30—40 м. В связи с этим реки эти обладают широкими с корытообразными выположенными бортами долины, в пределах которых широко развита лишь пойменная терраса. В приустьевой своей части правобережные притоки достигают значительной глубины (3—5 м в межень). Ложа их русел имеют обычно корытообразные, несколько асимметричные формы и незначительные уклоны. Течение слабое, а в половодье у некоторых из них отсутствует вовсе (реки Большая, Н. Имбак и т. д.)

Левобережные притоки Енисея являются типично равнинными реками с растянутым весенним половодьем, повышенным стоком летом и почти замирающим—зимой. Водосборная площадь этих рек невелика, поэтому они сравнительно маловодные и неглубокие. Максимальные глубины в их приустьевых частях достигают в межень 2,5—3 м. Уклоны большинства рек небольшие, течение слабое. Этому в немалой степени способствует их сильное меандрирование. Ряд крупных левых притоков—Сарчиха, Пакулиха, Артюгина и Мангутиха берут начало на валлообразных массивах Лобового материка и Енисей-Дубческого междуречья. Исключение составляет Елогуй, начинающийся на Обь-Енисейском междуречье. Все эти речки впадают в Енисей в районе елогуйского расширения его долины, которое служит для них, вероятно, общим базисом эрозии, как в результате своего наинизшего гипсометрического положения, так, вероятно, и в силу своей структурно-тектонической природы. Елогуйское расширение совпадает, вероятно, с наиболее опущенной частью енисейской депрессии с сохранившейся тенденцией к отрицательным движениям.

В строении долин рек Артюгиной, Мангутихи и Пакулихи отчетливо обособляются два участка: верхний, в пределах Лобового материка и его восточного склона, и нижний, охватывающий их среднее и нижнее течение и расположенный уже в области Енисейской депрессии.

Для первого отрезка характерны широкие, до 3,5—4,0 км, глубоко врезаемые корытообразные формы долин, явно не соответствующие современным водотокам. В их пределах, кроме поймы, высотой в 0,5—1 и 2—4 м (террасы), прослеживаются еще два более высоких уровня (устное сообщение Ю. А. Лаврушина), относительной высотой 5—7 и 12—15 м.

По наблюдениям Ю. А. Лаврушина, эти террасы не выходят за пределы Лобового материка, обрываясь у его восточного края.

Место выхода описываемых рек из пределов Лобового материка фиксируется заметным перегибом их продольного профиля от более крутого и изломанного к более выположенному и плавному. К этому участку реки обычно приурочены валунно-галечниковые пороги (Чертов порог на р. Мангутихе).

Ниже, в среднем и нижнем течении, уже в области Енисейской депрессии долины рек приобретают пологие расплывчатые очертания, а глубина их вреза не превышает 12—15 м, за исключением приустьевых частей, где она возрастает до 25 м. Речки очень сильно меандрируют, широкое развитие получает пойменная терраса.

Таким образом, наблюдается определенная аналогия с правобережными притоками, берущими начало в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и впадающими в Енисей также в области Енисейской депрессии.

Весьма любопытно строение долины р. Нижней Баихи в районе хребта Толстый Нос. Прорезая хребет Толстый Нос, речка делает обширную

петлю, резко отклоняясь от своего субмеридионального направления. Долина речки в месте прорыва резко сужается и приобретает V-образную форму. Уровни террас также претерпевают определенные изменения. Так, первая надпойменная терраса, широко развитая выше и ниже прорыва и имеющая примерно одинаковую высоту, около 8—12 м, в районе прорыва хребта Толстый Нос, по существу, нацело эродирована. Лишь местами отмечаются сомнительные останцы ее, высотой до 16—20 м (?). Еще более отчетливо выступает перегиб пойменной террасы в районе прорыва. Выше и ниже последнего, или точнее, выше фактории Момчик и примерно ниже фактории Толстый Нос, она имеет высоту от 2—3 до 4—5 м. При этом пойма обладает всеми характерными чертами пойменного рельефа (чередование стариц и глив). Вдоль же хребта и в особенности на отрезке его прорыва уровень ее повышается до 6—8 м и уже частично заливается в паводок. На это указывает присутствие на террасе «черного леса», в частности ели, не переносящей длительного затопления. На заливаемой (3—5 м) пойме господствуют заросли тальника, а крупный лес отсутствует.

Наконец, можно отметить и значительно более крутой и изломанный профиль реки в районе хребта, изобилующий перекатами.

Все это вместе взятое указывает, по-видимому, на эпигенетический характер толстоносовского отрезка долины р. Нижней Баихи.

В нижнем течении долина речки расширяется до 5—7 км. Причем, судя по площадному распространению террас и рисунку староречий на пойме, р. Нижняя Баиха в недавнем прошлом впадала около фактории Фарково. Современная речка Фарковка лишь унаследовала нижнебаихинскую долину и является ее реликтовым рукавом.

Таким образом, речка Нижняя Баиха, очевидно, протекает в зоне проявления локальных молодых тектонических движений. Последние, несомненно, оказали на направление ее течения значительное влияние.

Река Турухан, как и ряд ее притоков, протекает на значительном расстоянии вдоль периферии конечно-моренного ландшафта зырянского оледенения. Направление течения их более, чем у всех остальных левых притоков, подчинено площадной ориентации водноледниковых форм рельефа.

Долины их имеют морфологически расплывчатые очертания. Врез невелик и измеряется всего 18—20 м. Пологие борта незаметно сливаются с поверхностью широко развитых пойменных террас.

Подводя итог изложенному в настоящей главе материалу, можно отметить в качестве главных выводов следующие:

1. Описанный чрезвычайно разнообразный и весьма сложно построенный рельеф, вероятно, находится в теснейшей связи с тектоникой и отражает существенные различия в структурном плане отдельных районов описываемой территории.

2. Связь рельефа с тектоникой проявляется в первую очередь в площадном совпадении главных морфографических районов с вполне определенными тектоническими зонами. Она выявляется также по полному соответствию основных морфографических рубежей—уступов, разделяющих отдельные ступени (уровни) рельефа,—с региональными разломами. Даже возникновение и существование более мелких черт рельефа, как ступенчатые склоны—уступы, гряды-куэсты, плоские, слабо наклонные водоразделы, в ряде случаев размеры и конфигурация горно-останцовых массивов, характер речных долин на отдельных отрезках и т. п., находятся иногда в связи со структурными особенностями района.

3. Как результат отражения определенных различий в структурном плане и характере молодых глыбовых движений являются, во-первых,

существование на исследованной территории различных типов рельефа: структурно-денудационного по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, структурно-аккумулятивного в области Предгорной енисейской равнины и типично-аккумулятивного в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности. И, во-вторых, ярусность или ступенчатость современного рельефа.

Наконец, речная сеть достаточно чутко реагирует и выявляет как геологическую структуру, так и особенно направленность тектонических движений. Несомненно, именно тектоника определила существенные отличия в режиме, характере эрозионно-аккумулятивной деятельности, унаследованности древних, направление и конфигурации современных долин правых и левобережных притоков Енисея.

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ

Настоящая стратиграфическая схема построена по данным комплексного изучения четвертичных отложений с учетом закономерностей их пространственного распространения. В ее основу положены предложения В. И. Громова (1948, 1955) по стратиграфической номенклатуре антропогена.

Следует оговориться в самом начале, что в результате неравномерного распределения имеющихся фактических материалов по отдельным стратиграфическим подразделениям четвертичной системы степень обоснованности предлагаемой схемы весьма различна.

Наименее изученными до настоящего времени остаются древнейшие эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые породы. До 1956—1957 гг. о них вообще ничего не было известно для описываемой территории. Только в самое последнее время, благодаря буровым работам нефтяных организаций, эоплейстоценовые и нижнеплейстоценовые отложения были вскрыты на отметках минус 240—минус 180 м (р. Турухан, фиг. 1) и минус 200—минус 120 м (р. Елогуй) в глубоком каньоне, врезанном на глубину 80—120 м в мезозойские породы. Каньон этот располагается вдоль восточного края Енисейской депрессии, опущенного в виде одностороннего грабена по линии субмеридиональных приенисейских разломов. Приенисейский грабен протягивается, видимо, непрерывной полосой от Елогуя до Турухана.

Как известно, в районе Усть-Порта также установлен древний погребенный каньон, врезанный в мезозойских породах (Сакс, 1948, 1951_{1,2}, 1953 и др.).

Таким образом, древнейшие антропогеновые породы, по-видимому, подчинены в своем площадном распространении, как правило, зонам тектонических разломов и залегают в погребенных древних эрозионно-тектонических депрессиях.

Имеющийся весьма ограниченный фактический материал позволяет описать их в самом общем виде.

Вся толща досамаровских отложений отчетливо подразделяется на 3 литолого-генетические пачки, представленные снизу вверх:

- 1) галечниками и песками, мощностью до 5—10 м;
- 2) слоистыми глинами и суглинками с маломощными мореноподобными прослоями; мощность пачки достигает 60—85 м;
- 3) слоистыми песками с прослоями галечников и суглинков, мощностью до 30—40 м.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ОТДЕЛ — Q₁

Отложения эоплейстоцена выделяются условно.

В пределах Енисейской депрессии к ним отнесены осадки, вскрывающиеся в интервале глубин 254—265 м (скв. 9; Турухан) и примерно 170—200 м (скв. 2, 3 и 5; р. Елогуй) ниже уровня Енисея (см. фиг. 1, 2). Это—галечники серовато-желтого цвета, состоящие из галек размером от 2—5 до 25—100 мм, с единичными валунами, диаметром 100—200 мм. Среди обломочного материала преобладают желтовато-серые кварцевые песчаники и породы трапповой формации, главным образом диабазы. В значительном количестве присутствуют светло-серые доломиты, единичные гальки кварцитов и сильно измененные метаморфизованные породы типа яшм и роговиков. Галька окатана в среднем по II и III классам.

Вверх по разрезу описываемые галечники переходят в серые, сильно уплотненные пески существенно кварцевые, со значительным содержанием пироксенов и плагиоклазов, разнозернистые с гравием, а также углистыми включениями. В них в виде линз встречаются темно-серые жирные глины.

У южной границы Енисейской депрессии со структурой Енисейского кряжа, в полосе молодых поднятий, синхронные осадки выведены на дневную поверхность. Мощность их уменьшена здесь в несколько раз, но литологически они представлены сходными отложениями. Так, в Завальном яру, по данным В. А. Зубакова, отмечаются пески и галечники, правда с более разнообразным петрографическим составом обломочного материала. Среди галек преобладают кремнистые (53%), метаморфические (22%), нормально-осадочные (14%) породы с небольшой примесью кислых изверженных (3%) и карбонатных (1%). Траппы присутствуют в явно подчиненном количестве, всего 6%. В песках, помимо переотложенной пылцы мезозойского и третичного возраста, встречаются единичные зерна пылцы четвертичного облика — *Pinus* sp., *Picea* sp. и т. д. (Зубаков, 1956_{1,2}).

Вдоль западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья отложения описываемого возраста сохранились в некоторых эрозионно-тектонических депрессиях, в том числе в районе Голого яра (фиг. 3), приуроченного к несколько опущенному восточному блоку западного крыла туруханской антиклинали.

В Голом яру эоплейстоценовые (?) отложения залегают в основании обнажения на (5—10 м) цоколе из коренных нижнепалеозойских песчаников. Они представлены конгломератом и слабо сцементированным галечником мощностью около 5 м. Обломочный материал сравнительно хорошо окатанности (II—III классы в массе) и состоит преимущественно из пород трапповой формации: диабазы, габбро-диабазы, долериты, базальты (до 65—75%). Различные песчаники, доломиты, аргиллиты, алевролиты составляют 20—30% и, наконец, в незначительном количестве (5—8%) встречаются кварцитовидные песчаники, яшмы, туфы, кварц, каменный уголь и т. п.

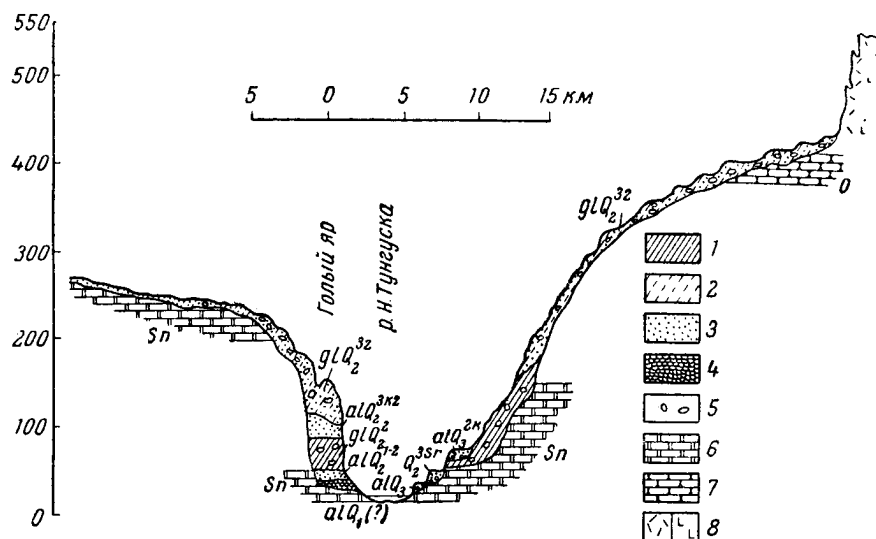
Заполнитель или цемент этих пород песчано-известковистый, ожеженный. В нем встречены единичные зерна пылцы *Pinus* sp. и *Picea* sp., а также переотложенные споры и пыльца пермского и мелового возраста.

Таким образом, характерной особенностью описываемых пород является их однообразный литологический состав. Галечники отличаются хорошей окатанностью, сортированностью и небольшим диаметром галек. В них и, в особенности, в песках широко распространена косая и диагональная слоистость.

[illegible]

Фиг. 2. Схематический геологический профиль долины среднего и нижнего течения рек Елоуэ, Комсы и верховьев р. Чувашкин восточнее с. А. Ардупо, 1958 г.

Важно отметить приуроченность описываемых пород к эрозионным депрессиям—древним речным долинам и, наконец, разнообразный петрографический состав галек. В Завальном яру он отражает влияние Енисейского края, в Голом яру—Средне-Сибирского плоскогорья. В пределах древнего енисейского каньона, судя по данным буровых скважин, обломочный материал этих двух питающих провинций смешивается, интегрируется.



Фиг. 3. Схематический геологический профиль через долину р. Н. Тунгуска в районе Голого яра. Составил А. С. Архипов

1—суглинок; 2—супесь; 3—песок; 4—галечник и рыхлые конгломераты; 5—валунно-гравийно-галечниковые включения; 6—доломиты; 7—песчаники; 8—траппы и продукты их разрушения.

Все это, вместе взятое, не оставляет сомнения в аллювиальном генезисе описанных образований и позволяет рассматривать их предположительно как осадки Праенисея и его притоков.

Исходя из общих геологических соображений, В. Н. Сакс (1953) считает, что основные современные реки Сибири заложились и текли с юга на север уже в конце плиоцена. Он допускает, что древнейшие доледниковые аллювиально-озерные осадки могут частично относиться к плиоцену.

В смежных районах Западной Сибири М. П. Нагорский в 1950 г. также выделяет осадки (по его заключению) «вероятно, конца верхнеплиоценового возраста».

Пески и галечники, залегающие в совершенно одинаковых геологических условиях (в погребенных депрессиях), литологически сходные с вышеописанными, обнаружены в бассейнах рек Пура и Тыма С. Б. Шацким в 1956; С. П. Альтером, Ф. Я. Алявдиным и другими в 1955 г.

Этим, собственно говоря, и ограничиваются наши знания о древнейших четвертичных отложениях (эоплейстоцене).

Тем не менее грубый песчано-галечниковый состав отложений и приуроченность их к глубоким эрозионным депрессиям в пределах Западно-Сибирской низменности, а в поясе горного обрамления низменности — резкая смена условий седиментации, крупные размывы, интенсивные разрывные тектонические движения, приходящиеся на конец плиоценовой

*

эпохи — эоплейстоцен (Нагорский, 1950; Мизеров, 1953; Лунгерсгаузен, 1955; Щукина, 1958; Лунгерсгаузен и Раковец, 1957 и др.)—все это вместе взятое свидетельствует, возможно, о целой эпохе энергичной тектонической активности, с которой и следует, очевидно, связывать начало антропогенного периода.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ОТДЕЛ — Q_2

Плейстоценовая эпоха подразделяется, согласно предложения В. И. Громова (1955), на три яруса: нижний, средний и верхний.

НИЖНИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ ЯРУС ПЛЕЙСТОЦЕНА — Q_2^1

Отложения нижнеплейстоценового возраста («средняя пачка» глинисто-суглинистых пород досамаровского комплекса) имеют примерно одинаковое площадное распространение и условия залегания с подстилающими эоплейстоценовыми породами. Они выполняют приенисейский каньон-грабен и встречаются в эрозионно-тектонических депрессиях по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья. Совместное, как правило, залегание этих разновозрастных пород облегчает, при общей скудности фактических данных, их стратиграфирование, так как отложения нижнего яруса плейстоцена отличаются от эоплейстоцена резко иным литолого-генетическим составом.

В Приенисейской части Западно-Сибирской низменности, в погребенном енисейском каньоне-грабене, рассматриваемые осадки достигают мощности 60—85 м и залегают на отметках минус 230—180 м (р. Турухан) и минус 220—120 м (р. Елогуй). В нижней своей части они сложены темно-серыми с зеленоватым оттенком тонкоотмученными горизонтально-слоистыми суглинистыми осадками с известковыми конкрециями (скв. 9 на Турухане, интервал 254,0—276,5 м). Вверх по разрезу осадки несколько грубеют, появляются во все увеличивающемся количестве прослой песка, а тонкий суглинистый материал замещается суглинками и супесями. Помимо этого, начинает встречаться беспорядочно рассеянный мелкий обломочный материал (скв. 9, интервалы 246,5—202,10 м), который в ряде случаев концентрируется к определенным маломощным прослоям. Так, в скв. 9 в интервале 246,5—242 м вскрывается глина буровато-желтая, сильно песчаная, с галькой и гравием траппов и песчаников. Аналогичные прослой, внешне напоминающие морену, встречаются и в Завальном яру.

В области Приенисейской предгорной равнины и по Западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья отложения нижнеплейстоценового возраста изучены еще далеко не достаточно. Стратиграфически они объединяют, по-видимому, не только нижние, но отчасти и среднеплейстоценовые отложения, относящиеся к туруханскому горизонту. Однако на современном уровне наших знаний подразделение их не представляется возможным. Описываемые отложения залегают в глубоких эрозионных, очень часто тектонических обусловленных депрессиях и прикрыты сверху толщей валунных суглинков максимального оледенения. В генетическом отношении они относятся к аллювиальным, аллювиально-озерным и, вероятно, лагунным образованиям.

В пределах Приенисейской предгорной равнины наибольшим распространением пользуются песчано-галечниковые, вероятно, аллювиальные отложения, приуроченные к долинам рек Нижней и Сухой Тунгусок, к эрозионно-тектоническим ложбинам между куэстами в бассейне Мироедихи и т. д.

В долине р. Нижней Тунгуски к ним относятся 15—16-метровая толща отложений, заключенная между эоплейстоценовыми (?) конгломератами и мореной максимального оледенения в обнажении Голого яра на отметках 40—55 (56) м (см. фиг. 3). Нижняя, 8—10-метровая пачка этих отложений представлена переслаивающимися между собой гравийниками и мелкогалечниками с преобладанием среди обломочного материала хорошо окатанных (II—III классы) фракций (1—2 см и 2—2,5 см). Галька и гравий состоят из траппов, туфов, туфогенных песчаников, аргиллитов, алевролитов, песчаников, реже доломитов и единичных халцедонов, кварцитов и кварца и т. д., несомненно, местного происхождения. Осадки обладают косою и диагональной слоистостью, послойной дифференциацией кластического материала, содержат линзы песка и реже супесей. Роль последних постепенно увеличивается вверх по разрезу. Верхняя 5—7-метровая пачка уже нацело сложена песчаным и супесчаным слоистым материалом, но все же еще довольно низко отсортированным, на что указывает приводимый в табл. 1 их механический состав.

Т а б л и ц а 1
Механический состав аллювиальных отложений
нижнего плейстоцена из разреза Голого яра

>3 мм	3—1 мм	1—0,1 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм
17,42	27,12	46,08	5,48	3,90
33,25	28,75	35,12	1,88	1,00
—	—	72,28	23,16	4,56

В минералогическом отношении (табл. 2, 3) они отличаются высоким содержанием пироксенов (до 28%) и, что особенно любопытно, монтмориллонита (до 20%) и бейделлита (до 30%). Вероятно, это указывает, наряду с уменьшением грубости осадков, на значительную смену условий осадконакопления от бурного речного потока к более спокойному и даже, может быть, подпруженному водоему.

В долине р. Сухой Тунгуски синхронные отложения вскрываются под максимальной мореной в 5—6 км ниже устья р. Дьявольской и, по-видимому, в 3,5—4,0 км выше Большого Порога, где они представлены аллювиальными песками и галечниками.

По долинам рек Татарки, Бакланихи, Ямщиковской и по их некоторым притокам, по-видимому, синхронные осадки, подстилающие морену максимального оледенения, представлены песками с линзами и прослоями иловатых суглинков и растительным детритом. В 1955 г. А. П. Степановым из этих осадков (р. Ямщиковская) была указана (без процентного состава) пыльца древесных пород *Picea* sp., *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica* (до 48%), *Alnus* sp. Вместе с тем отмечается кустарниковая береза, ива, а также многочисленные травянистые: *Ericaceae*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Artemisia* и споры *Sphagnum*, *Lycopodium* sp., *L. appressium*, *Polypodiaceae* и т. д.

По мере движения в глубь Средне-Сибирского плоскогорья синхронные аллювиальные отложения вскрываются в долинах рек на все более высоких отметках. Типичный разрез был описан в 1955 г. А. П. Степановым в бассейне р. Фатьянихи (р. Угольная). Здесь, на абсолютных отметках 90—200 м под толщей валунных суглинков обнажаются:

Из этих осадков А. П. Степановым указывается (без процентного содержания) пыльца древесных: *Picea* sp., *Pinus* sp., *Pinus sibirica*,

	Мощность, м
1. Пески мелкозернистые с сажистыми включениями	1,5
2. Гравийные пески с линзами мелкозернистого песка и супеси	1,5
3. Ил голубовато-серый	0,3
4. Чередование илистого и гравийного песка	1,7
5. Чередование илистого и мелкозернистого песка	2,3
6. Пески серые мелкозернистые	3,0

недревесных: *Betula* (кустарниковая), *Ericaceae*, *Gramineae*, *Carex*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Artemisia* и споры: *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium sp.*, *L. alpinum*, *Polypodiaceae*.

Минералогический состав аллювиальных, аллювиально-

Местонахождение	Класс, мм	Минера		
		магнетит	пироксид	роговая обманка
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	>1	—	22,02	—
	1—0,1	—	21,72	1,99
	0,1—0,01	0,62	6,75	Следы
	<0,01	—	Следы	—
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	>1	—	21,58	—
	1—0,1	—	28,46	—
	0,1—0,01	Следы	18,75	3,12
	<0,01	—	—	—
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	1—0,1	—	20,22	1,43
	0,1—0,01	3,54	21,25	—
	<0,01	—	2,05	—

Отсутствие количественных данных для приведенных спорово-пыльцевых спектров не позволяет сделать достаточно надежных выводов о характере растительности в период осадконакопления вмещающих пород тем более, что присутствие пыльцы ели как будто бы должно свиде-

Минералогический состав аллювиальных нижнеплей

Местонахождение	Класс, мм	Тяжелая						
		магнетит	ильменит	пироксены	роговая обманка	турмалин	сфен	циркон
Голый яр, правый берег р. Нижней Тунгуски, 10 км ниже устья р. Северной	0,1—0,01	6,3	Следы	59,4	2,15	Следы	0,8	0,3
	0,1—0,01	8,5	1,5	61,7	3,18	0,5	1,1	Следы

тельствовать о теплых и влажных условиях, а наличие кустарниковой березы, полыней и лебедовых скорее указывает на сухость и достаточную суровость климата. Тем не менее А. П. Степанов полагает возможным делать вывод о существовании в это время в бассейне р. Ямщиковской таежного ландшафта.

Предположительно лагунные отложения отмечаются в долинах почти всех рек Приенисейской предгорной равнины, унаследующих древние эрозионные депрессии, на отметках 50—60 м. В области плоскогорья эти осадки отсутствуют, за исключением, по-видимому, одного пункта в долине среднего течения р. Комсы, непосредственно у западного края 280—350-метровой ступени. Интересующие нас отложения приурочены здесь к доледниковой впадине и залегают на отметках 100—110 м.

Таблица 2

озерных нижнелейстоценовых (досамаровских) пород

логический состав, %								
полево-шпат	кварц	гранат	эпидот	монт-морил-донит	сейделлит	обломки пород	цезолиты	каменный уголь
10,19	20,37	—	Следы	—	—	34,15	Следы	13,27
12,67	9,08	—	3,94	—	—	37,97	Следы	12,63
8,04	15,75	—	0,64	—	—	17,04	—	51,16
10,00	10,00	—	Следы	—	—	—	—	80,00
8,39	8,39	—	8,83	—	—	52,81	—	—
5,81	11,01	—	12,54	—	0,38	41,00	Следы	0,80
9,91	26,67	Следы	8,59	2,97	4,45	21,48	—	4,06
30,00	20,00	—	—	20,00	30,00	—	—	Следы
11,30	19,67	Следы	2,88	1,40	2,82	40,28	—	Следы
14,82	19,16	Следы	3,54	1,87	4,79	29,37	—	1,66
47,72	19,32	—	0,23	11,36	19,32	—	—	—

Лагунный генезис описываемых пород вытекает из их литологического облика и содержания в них пресноводно-солонатоводных четвертичных диатомовых. Это голубоватые, серовато-синие тонкоотмученные глины, иногда илы с весьма отчетливой горизонтальной слоистостью, в

Таблица 3

стоценовых (досамаровских) отложений по фракциям, %

фракция					Легкая фракция			
кианит, дистен	силлиманит	слюды	уголь	обломки пород	кварц	полевые шпаты	слюды	обломки пород
Следы	0,7	Следы	1,18	30,17	21,50	71,3	3,1	4,1
0,5	1,2	—	3,16	18,66	28,3	59,5	2,2	10,0

ряде случаев со слабым сероводородным запахом. Из глин в ряде мест (реки Хребтовая, Татарка, Сухая Тунгуска и т. д.) была извлечена, по данным 1955 г. В. Л. Фишера, Л. В. Поляковой и их сотрудников, диатомовая флора: *Cyclotella comta* (Ehr.) Ktz., *Stephanodiscus astraca* (Ehr.) Grun., *Navicula cocconeiformis* Greg., *Cymbella elegans* Jasitzky, *Cyclotella kuetzingiana* (Ehr.) Grun., *Tabella fenestrata* (Lungl) Ktz., *Eunotia praeupta* Ehr., *Pinnularia* sp., *Surirella ovata* var. *pinnata* (W. Son.) Hust. и т. д.

По данным В. Г. Жукова (1959) и нашим наблюдениям, пачка синих глин, видимой мощностью до 8—10 м, в ряде случаев подстилается, а частично фациально замещается описанными выше песками. Это и дает некоторое основание предполагать их более молодой возраст.

По-видимому, в пользу этого предположения говорят и палеоботанические данные. В спорово-пыльцевых спектрах из глин в отличие от песков, как отмечает А. П. Степанов, отсутствует пыльца ели и отмечается преобладание березы, в том числе и кустарниковой. Кроме того, содержится пыльца обыкновенной и кедровой сосны. Из недревесных встречаются преимущественно лебедовые и полыни, а среди спор—*Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium* и т. д.

В списке семенной флоры, обнаруженной Г. А. Балуевой в 1951 г., в глинах по р. Комсе указываются: *Fungi*, *Bryales*, *Selaginella selaginoides* L., *Picea* sp., *Carex* sp., *Seirpus* cf. *radicans* L., *Betula* sp., *Urtica dioica* L., *Polygonum convolvulus* L., *Chenopodium rubrum* L., *Batrachium aquatilis* L., *Ranunculus* cf. *reptans* L., *Potentilla* sp., *Menyanthes tripoliata* L., *Mentha* sp.

Таким образом, климатические условия во время осадконакопления лагунных глин, по-видимому, ухудшились. Поэтому, возможно, прав А. П. Степанов, когда говорит о лесотундровом типе растительности в это время.

Таким образом, в пределах Енисейской депрессии и вдоль западных окраин Приенисейской предгорной равнины широким развитием пользуются слоистые тонкоотмученные глины, местами с известковыми конкрециями и солоноватоводными диатомеями. Непосредственно в пределах предгорной равнины, а также в области Средне-Сибирского плоскогорья происходит частичное замещение описанных пород песчано-галечниковыми аллювиальными осадками.

К сожалению, глины, вскрытые буровыми скважинами в центральных, наиболее погруженных частях Енисейской депрессии, изучены пока не достаточно полно. Тем не менее их водное происхождение кажется несомненным. Присутствие же солоноватоводных диатомей по периферии предполагаемого водоема и находки обломков фауны в вышележащих туруханских осадках могут, по-видимому, служить указанием на его глубоководность в области самой депрессии, где поражает большая их мощность (60—80 м). Вероятно, это был морской залив или обширный эстуарий, связанный с досамаровской трансгрессией полярного моря, на которую неоднократно указывал В. Н. Сакс (1951, 1953).

В пользу сделанного вывода свидетельствуют данные геохимических анализов глин из скважины 9, любезно проведенные Н. С. Спиро в геохимической лаборатории Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА). Суглинистая порода с глубины 242,0—246,5 м, по составу поглощенного комплекса, высокой концентрации ионов хлора и натрия формировалась, по мнению Н. С. Спиро, в условиях среды с большой концентрацией солей. В то же время низкое содержание калия в составе поглощенного комплекса не позволяет признать типично морские условия. Н. С. Спиро считает, что проанализированная порода отлагалась в условиях морских лагун.

Образец тонкоотмученной глины с глубины 254,16—246,5 м, по тем же данным, указывает, по мнению Н. С. Спиро, на близкие к только что отмеченным условиям осадконакопления, но в более опресненном водоеме.

По-видимому, описанные нижнеплейстоценовые и туруханские слои вполне сопоставимы с «верхним доледниковым комплексом Советской Арктики» В. Н. Сакса (1953).

Предположение этого исследователя о проникновении досамаровской трансгрессии далеко к югу от Гыданского полуострова, несомненно, оправдывается применительно к описываемой территории. Сравнение морских нижнечетвертичных отложений северо-восточной окраины Западной Сибири с только что описанными осадками показывает не только их литолого-фациальное сходство и совершенно одинаковое положение в стратиграфической колонке, но даже выявляет их вполне соизмеримые мощности.

Загадочным остается генезис заключенных в глинистой нижнеплейстоценовой толще прослоев, обогащенных обломочным материалом. Они то и принимаются последнее время за древнюю морену. В. Н. Сакс (1953) также допускает существование древнего оледенения. По его мнению, «...морена древнечетвертичного (лихвинского или миндельского) оледенения... укладывается в рамки верхнего доледникового комплекса Советской Арктики,... представленного на севере Западной Сибири исключительно морскими осадками».

Между тем древнегляциальные (досамаровские) образования твердо по существу нигде в пределах Западной Сибири не установлены.

В самом деле, валунно-галечники на дне Усть-Енисейского каньона принимаются В. Н. Саксом (1948, 1951_{1,2}, 1953) за древнюю морену по существу только на том основании, что они содержат крупные гальки пород трапповой формации. Но точно такой же состав имеют эоплейстоценовые галечники в основании каньонов по рекам Турухану и Елогу, в эрозионно-тектонических депрессиях Голого яра и др. Хотя процентное содержание траппов среди обломочного материала здесь весьма велико (65—75% — Голый яр), эти галечники и конгломераты имеют отнюдь не гляциальное, а по всем признакам аллювиальное происхождение.

Вообще, как нам кажется, следует очень осторожно интерпретировать генезис отдельных валунов или прослоев галечников, встреченных рядом буровых скважин в основании четвертичной толщи. Необходимо иметь в виду, что на границу плиоцена и четвертичного периода, а для некоторых районов Западной Сибири и на досамаровское время приходится эпоха весьма интенсивного размыва. Поэтому эрозионное происхождение валунно-галечниковых образований, залегающих в депрессиях древнего погребенного рельефа, кажется в ряде случаев наиболее вероятным, чем отложение их проблематичным ледником.

Глубоко ошибочным является укоренившееся представление о якобы наличии древней морены в скважине Янова Стана, описанной С. Б. Шацким в 1952 г. Это недоразумение, очевидно, вытекает из того факта, что в 1951—1952 гг. Шацкий еще не выделял тазовской морены. Встретив в разрезе скважины два гляциальных горизонта, он отнес верхний к максимальному, а нижний к древнему оледенениям. В настоящий момент, когда стали известны буровые данные более чем 12 скважин по р. Турухану, стало ясно, что «максимальная морена» С. Б. Шацкого является ничем иным, как гляциально-морским тазовско-санчуговским горизонтом. В этом случае возраст нижней яновстановской морены неизбежно становится самаровским, что бесспорно подтверждается разрезами соседних скважин.

Еще более дискуссионен генезис ярких галечников. Если С. Б. Шацкий (1956₁) утверждает их моренное происхождение, то В. В. Фениксова (1956) считает их типичным аллювием.

Неясное происхождение имеют и мореноподобные образования, вскрытые скважинами Гидропроекта в районе Подкаменной Тунгуски.

Нельзя оставить без внимания факты залегания мореноподобных прослоев внутри бесспорно неледникового комплекса отложений, указания на лагунно-морские условия среды седиментации, в которой возникли мореноподобные суглинки, их незначительную мощность и резко меняющийся от места к месту состав обломочного материала. Так, в скважине 9 на р. Турухане преобладают траппы, а в районе Подкаменной Тунгуски—всевозможные силициты и изверженные кислые породы, т. е. наблюдаются те же закономерные изменения, что и для аллювиальных эоплейстоценовых галечников. Различный состав кластического материала может быть обусловлен выносом рек—Нижней Тунгуски с Средне-Сибирского плоскогорья, Подкаменной Тунгуски и Енисея со склоны Енисейского кряжа.

Весьма показательным, наконец, является отсутствие древней морены среди нижнеплейстоценовых отложений по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья.

Палеонтологические материалы также не дают бесспорных доказательств достаточно резких колебаний климата в досамаровское время. Фаунистические данные В. Н. Сакса (1953) свидетельствуют скорее о постепенном похолодании вод Полярного бассейна, чем о неоднократном и существенном изменении его термического режима. Известно, что самые древние морские отложения верхнего доледникового комплекса, относящиеся, по В. Н. Саксу (1953), к началу «раннечетвертичной эпохи», содержат бореально-лузитанскую форму *Cardium edule* L. (р. Яра, Гыданский полуостров) и бореальные виды: *Littorina saxatilis* Ol., *Lacuna pallidula* Da-Costa (северный Таймыр) и *Cyrtodaria jennisseeae* Sacks (р. Шур, р. Танама). Этот весьма теплый морской бассейн был, по-видимому, унаследован от более древнего, относящегося частично к плиоценовому времени (осадки с вымершей формой *Nucula* на Новой Земле, синхронные «нижнему доледникового комплексу» В. Н. Сакса, 1953). Но уже «раннечетвертичные» и непосредственно «предшествующие максимальному оледенению среднечетвертичные» морские отложения Советской Арктики характеризуются высокоарктической фауной *Portlandia lenticula* Möll. и, следовательно, указывают на достаточно резкое ухудшение климата.

Материалы по фауне млекопитающих, изученные Э. А. Вангенгейм (1957) для значительной части Восточной Сибири, выявляют несколько этапов в ее развитии, связанных с изменениями физико-географических условий. В частности, фауна нижней половины четвертичного периода имеет в составе южноазиатские элементы, среди которых отмечаются теплолюбивые виды: *Elephas wüsti* M. Pawl., *Rhinoceros mercki* Jäger, *Equus* off. *süssenbornensis* Wüsti и др. (Равский и др., 1956; Алексеев, 1957). Семенные флоры П. А. Никитина (1940) для центральных частей Западной Сибири также указывают на умеренно-холодный климат на всем протяжении нижнего антропогена досамаровского времени.

В 1950 г. М. П. Нагорский, обобщая многолетние работы по четвертичным отложениям центральной части Западно-Сибирской низменности и развивая представления Н. А. Никитина, рассматривает нижнечетвертичный период как эпоху, непосредственно предшествовавшую максимальному оледенению. По его мнению, изученные семенные флоры не дают права говорить о значительных климатических переменах в доледниковое время.

Достаточно хорошо согласуются, как нам кажется, с приведенными данными и результаты спорово-пыльцевых анализов досамаровских отложений из разреза Самбургской скважины.

Как известно, геологи седьмой экспедиции ВСЕГЕИ (в 1955 г.) подразделили досамаровские четвертичные отложения этой скважины на три горизонта. Два нижних—доледниковый и условно ледниковый—входят в состав нижнечетвертичного отдела, а третий—относится к первому среднему межледниковью. Спорово-пыльцевые спектры доледниковых отложений показывают существование в это время на севере Западной Сибири темнохвойной тайги. Предположительно нижнечетвертичные ледниковые осадки отличаются значительным обеднением древесной растительности и исчезновением трав, что указывает на определенное ухудшение климата. Осадки первого среднего межледниковья, казалось бы, должны были вновь содержать более «теплый» и богатый комплекс древесной флоры. В действительности же спорово-пыльцевые анализы устанавливают полное отсутствие древесной пыльцы и лишь единичные споры зеленых мхов, сфагнома и папоротников. По мнению С. П. Альтера, Ф. А. Алявдина и других, высказанному в 1956 г., «весь первый средний межледниковый период осадконакопления характеризуется неблагоприятными климатическими условиями».

Таким образом, досамаровский период антропогена для Севера Западной Сибири скорее характеризуется постепенным исчезновением лесной растительности, чем резкими чередованиями теплых и холодных периодов.

Вместе с тем, оставаясь на позиции научной объективности, нельзя не учитывать, что маломощные мореноподобные прослои встречены в Самбургской, Ныдинской, Туруханской и, по-видимому, Елогуйских скважинах. Могут ли они быть свидетелями древнего оледенения и если могут, было ли оно самостоятельным или лишь стадией максимального—за недостаточностью фактического материала остается неясным. В настоящий момент приходится считаться с определенными данными об оледенении в нижнечетвертичное время южного горного обрамления Западной Сибири (Щукина, 1953, 1958) и, быть может, северной окраины Енисейского края (Молчанов, 1926; Мизеров, 1954). Кроме этого, в последнее время появились работы (Гричук, 1957; Панова, 1957), в которых доказываются резкие колебания климата в период домаксимального оледенения, обосновывается древнее оледенение и выделяется межледниковье между ними.

Все это заставляет с большой осторожностью подойти к окончательному решению поднятого чрезвычайно важного научного вопроса. Оставляя за собой право пересмотреть его в будущем и с целью избежать пока еще недостаточно обоснованных спорных выводов, мы считаем вопрос о древнем оледенении открытым.

В то же время возникновение упомянутых мореноподобных осадков, несомненно, связано с определенными физико-географическими изменениями. Это дает основание для расчленения досамаровского комплекса и, как это было сделано выше, выделения нижнего плейстоцена и предположительно эоплейстоцена, границы между которыми условны.

Средний ярус плейстоцена — Q_2^2

Отложения среднего яруса плейстоцена представлены в главной своей массе комплексом ледниковых образований (основные морены, флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки), гляциально-морскими (водными) и, в меньшей степени, аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями.

Гляциальный комплекс пользуется наиболее широким, повсеместным площадным распространением. Вместе с тем в его строении устанавливаются вполне определенные закономерные изменения при переходе от плоскогорья к низменности. В области последней ледниковые отложения достаточно отчетливо подразделяются на два самостоятельных горизонта.

При этом верхний из них в пределах Енисейской депрессии имеет гляциально-морское (водное) происхождение. По мере приближения к плоскогорью, а тем более в глубь последнего, верхний гляциально-морской (водный) горизонт сначала фациально замещается типично субэвальной мореной, а затем сливается с нижним ледниковым горизонтом в единую толщу.

Одновременно в том же направлении обедняется и состав гляциального комплекса. Исчезают гляциально-морские (водные) и гляциально-озерные отложения, и получают исключительное развитие моренные и флювиогляциальные осадки.

Отложения аллювиального и аллювиально-озерного (прибрежно-морского?) ряда на описываемой территории имеют узко локальное развитие, устанавливаются только в области Енисейской депрессии.

Среднеплейстоценовый ярус для Приенисейского района Западно-Сибирской низменности подразделяется на четыре горизонта: туруханский, самаровский, мессовско-самбургский и тазовско-санчуговский.

Туруханский горизонт— Q_2^{tr} известен главным образом по буровым скважинам, пройденным в центральных частях Енисейской депрессии. К нему отнесены песчаные осадки «верхней пачки» досамаровского комплекса.

На р. Турухане в скважине 9 описываемые осадки вскрываются в интервале 171,40—152,80 (150?) м ниже уреза реки, на отметках минус 180—минус 150 м. Представлены они 18—20-метровой толщей песков серых мелкотонкозернистых, существенно кварцевых со значительной примесью темноцветных минералов и блестками слюды. Отложения, прекрасно отсортированные с тончайшей горизонтальной слоистостью (см. фиг. 1).

В усть-елогуйских скважинах 1, 2, 3 и 5 синхронные породы достигают мощности 45—50 м и вскрываются на отметках примерно минус 120—минус 70 м. Они представлены песками с прослоями галечников и глин.

В основании Бахтинского яра описанные осадки имеют видимую мощность около 10 м и представлены переслаивающейся толщей уплотненных песков и рыхлых конгломератов, замещающихся в горизонтальном направлении галечниками. Пески серовато-желтые, существенно кварцевые, мелкозернистые со значительной примесью темноцветных минералов. В тяжелой фракции преобладают пироксены (до 90%) и магнетит (до 5%). Встречаются роговая обманка, цеолиты, гранат, сфен и т. д. Легкая фракция состоит из кварца (40—50%), полевых шпатов (30—40%) и обломков пород.

Пески обладают тонкой, но отчетливой диагональной и волнисто-изогнутой слоистостью. В песках были обнаружены окатанные обломки *Saxicava arctica* L. и *Balanus* sp. indet.

Галечники и рыхлые конгломераты обладают ржаво-бурой окраской за счет интенсивного ожелезнения. Они залегают в виде подчиненных линзовидных прослоев и линз мощностью до 30—50 см в толще песка. Породы содержат высокий процент песчаных и пылеватых частиц, выполняющих роль цемента или вмещающей породы. Гранулометрический состав галечников приводится в табл. 4 (в %).

Галька размером более 25 мм встречается очень редко. Характерно отсутствие валунов.

Т а б л и ц а 4

Гранулометрический состав (в %) галечников туруханского горизонта в обнажении Бахтинского яра по классам

Галька			Гравий	Песок	Пыль и глина
25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,25 мм	<0,25 мм
11,0	47,3	6,6	15,0	18,3	1,8

Петрографический состав кластического материала в классе +25—10 мм показывает значительное содержание метаморфизованных и контактово-измененных пород. Последние вместе с различными песчаниками и кварцем составляют более двух третей от всей массы этого класса. Изверженные породы (диабазы) составляют всего около 12% и находятся в явно подчиненном количестве.

Любопытно отметить встреченные среди галек четыре окатанных обломка светло-серого доломита с отпечатками губок типа *Favosites* и *Striatopora*. Они могли попасть в описываемые галечники скорее всего из силурийских пород, развитых по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья.

Таким образом, описываемые породы формировались за счет сноса как со Средне-Сибирского плоскогорья, так и Енисейского кряжа, а также за счет размыва подстилающих пород.

На это указывает и сравнительная степень окатанности обломочного материала.

Галька, подвергшаяся несомненному длительному переносу, принесенная со стороны Енисейского кряжа, окатана в общем лучше, чем породы трапповой формации.

В генетическом отношении отложения туруханского горизонта являются, вероятно, неоднородными. Севернее Бахтинского яра они могут иметь прибрежно-морское происхождение (обломки морской фауны в основании Бахтинского яра). Южнее и непосредственно в районе устья р. Бахты эти осадки, по-видимому, являются древним енисейским аллювием, на что указывает их состав и структурно-текстурные особенности.

Осадки туруханского горизонта (по скв. 9, Бахтинскому яру и т. д.) содержат ничтожное количество микрофлористических остатков (главным образом травянистых и споровых растений). В этом отношении наблюдается полная аналогия с синхронными отложениями Самбургской скважины (см. выше). Возможно, это свидетельствует о суровых климатических условиях, в которых они формировались. Содержание среди них значительного количества грубого обломочного материала, вынесенного со стороны Средне-Сибирского плоскогорья, быть может, указывает на то, что в горах в это время уже развивались ледниковые покровы максимального оледенения.

Самаровский горизонт — Q_2^{2sm} обладает максимальным развитием по сравнению с остальными горизонтами среднечетвертичного яруса. Вместе с тем на большей части территории Енисейской депрессии осадки его опущены ниже уровня рек. В естественных обнажениях они появляются только по периферии депрессии, а также широко распространены в области Лобового материка и Енисей-Елогуй-Дубческого

междуречья. По западным отрогам Средне-Сибирского плоскогорья и в пределах предгорной равнины самаровский горизонт сливается с тазовским в единый гляциальный комплекс.

Генетически отложения самаровского горизонта представлены в подавляющей своей массе моренными и в меньшей степени флювиогляциальными и озерно-ледниковыми образованиями.

Гляциальные отложения— glO_2^{2sm} представлены основной мореной самого обширного покровного оледенения Западной Сибири, известного под названием самаровского. Эта морена пользуется практически повсеместным распространением в пределах исследованной Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Она участвует в строении возвышенного Келлог-Теульского вала и Лобового материка, формируя на их поверхности с абсолютными отметками 160—250 м холмисто-западинный ледниковый рельеф. В области Енисейской депрессии и особенно ее восточной, наиболее погруженной части, самаровская морена опущена до отметок минус 80—120 м.

Отмеченные резкие колебания гипсометрического залегания морены, очевидно, можно объяснить лишь последующими дифференцированными тектоническими движениями. В пользу этого говорит мало изменяющаяся мощность гляциальных отложений самаровского времени как в депрессии, так и на высоких водоразделах. В среднем она достигает 25—35 м, но местами возрастает до 40—45 м.

Самаровская морена представлена суглинками и супесями буровато-серых тонов, в значительной степени супесчаных, с большим количеством беспорядочно разбросанных галек, гравия и отдельных валунов. Порода обладает весьма характерной щебневато-ореховатой отдельностью.

Общий гранулометрический состав самаровской морены приводится в табл. 5, из которой видно, что механический состав морены является

Таблица 5
Гранулометрический состав самаровской морены, %

Местонахождение	Общий объем проб, литрах	Валуны	Галька			Гравий		Песок			Пыль и глина 0,25 мм	Пористость
		> 100 мм	100—50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм		
Бахтинский яр	30	1,5	19,8	2,8	2,6	1,4	1,9	0,7	0,7	1,8	60,1	6,7
Река Верхний Имбак, 15—16 км выше устья . . .	30	1,2	20,5	3,1	1,2	1,0	1,5	1,7	2,8	5,6	54,9	6,5
Река Комса, 10 км выше устья	25	0,8	18,5	5,6	1,5	3,1	2,5	0,3	0,5	1,0	59,4	6,8
Река Фатьяни-ха, 5 км выше устья р. Безыменной	25	1,0	20,0	5,5	4,5	4,0	3,5	Следы	0,5	6,5	48,0	6,5

довольно выдержанным. Вместе с тем порода существенно пылевато-глинистая (48—60%), в разной степени песчаная (3,5—10%) и маловалунистая (0,8—1,5%). Обломочный материал представлен в основном галькой (25—30%) со значительным содержанием гравия (до 7,5%).

Основной пелитово-песчаный материал морены изучался в шлифах под микроскопом. Согласно описаниям А. П. Брицко и Максимовой, порода обладает псаммитолитовой или псефитопсаммитолитовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал плохо окатанный, угловатый и совершенно несортированный. Размер обломков колеблется в больших пределах от 0,05 до 1,0 мм и в отдельных случаях до 2 мм. Кластический материал состоит на 30—40% из обломков как терригенных, так и вулканогенных пород и на 60—70% из обломков минералов. Среди вулканогенных обломков пород отмечаются чаще всего базальты и долериты, а среди терригенных—кварцитовидные, кремнистые и карбонатные породы.

Обломки минералов состоят из преобладающего кварца и пироксена, а также более редкого полевого шпата. Из аксессуарных минералов присутствуют рудные, роговая обманка, эпидот, гранат, кальцит. В виде единичных зерен встречаются цеолиты и сфен. Минеральные зерна в целом плохо окатанные, а плагиоклаз и пироксены частично или полностью сохраняют призматические очертания. Все эти обломки свободно погружены в базальный цемент, представленный бурым пелитоморфным материалом, раскристаллизованным в агрегат чешуек серицита, хлорита, минерала группы каолинита и мельчайших зернышек доломита.

Механические и иммерсионные анализы подтверждают приведенную характеристику, несколько дополняя ее. Так, механические анализы выявляют исключительную разнородность осадка (табл. 6).

Таблица 6
Механический состав самаровской морены

Местонахождение	Фракция, %						
	>2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм
Бахтинский яр	1,25	0,75	1,75	8,40	20,20	28,35	39,30
Там же . .	0,50	36,83	6,15	15,80	25,0	7,09	8,63
„ . .	—	2,15	3,25	20,35	46,0	12,0	16,25
р. Верхний Имба, 10 км выше устья .	3,15	5,15	33,05	18,60	21,20	5,85	25,00
р. Сарчиха, 45 км выше устья	—	6,05	11,70	35,95	29,15	9,45	7,70

Минералогический состав самаровской морены из Бахтинского яра (табл. 7), по данным Н. Г. Заикиной, характеризуется присутствием в тяжелой фракции 60—67% пироксенов, 5—16% рудных, 2—3% роговой обманки и следами эпидота, турмалина, сфена, граната и т. д. В легкой фракции преобладает кварц, хотя содержание его испытывает резкие колебания. Показательно очень высокое содержание обломков пород, достигающих 93%.

Обломочный материал—галька, гравий и валуны—разноокатанный, с преобладанием I—II классов.

Степень окатанности несколько возрастает с измельчением материала и в то же время обнаруживает определенную зависимость от состава породы. Так, трапповая галька, как правило, лучше окатана и отшлифо-

вана (в массе II, реже III класс), чем песчаниковая (I и II классы). на ней чаще встречаются ледниковые царапины и шрамы. Форма галек, особенно трапповых, имеет неопределенные округлые очертания. Удлиненные и утюгообразные гальки и валуны встречаются редко.

Минералогический состав самаровской

Местонахождение	Класс, мм	Тяжелая						
		ильменит	лейкоксен	магнетит	окислы же- леса	пироксены	роговая обман- ка обычно- венная	биотит
Бахтинский яр	0,25—0,1	2,0	0,5	5,5	5,0	65,0	2,0	0,5
Там же	0,1—0,05	2,0	—	16,0	1,0	64,0	3,0	—
“	0,1—0,05	2,0	0,1	8,0	6,0	60,0	2,0	0,3
Левый берег р. Ниж- ней Сарчихи 23 км вы- ше устья	0,25—0,1	6,0	—	11,0	2,0	67,0	3,0	—
Там же	0,1—0,01	4,5	—	14,0	3,0	59,0	1,5	—

Петрографический состав обломочного материала весьма разнообразный, причем это разнообразие возрастает от более крупного к более мелкому классу. Валун (классы 100, 200 мм и выше) представлен главным образом траппами с небольшим количеством песчаников. Среди галек появляются туфы, кремни, кварциты, доломиты и кварц (табл. 8).

Приведенные данные показывают абсолютное преобладание трапповых пород среди обломочного материала самаровской морены. Соотно-

Петрографический состав гальки и валунов самаровской

Местонахождение	Процент к количеству				
	Валуны				
	>100 мм		100—50 мм		
	траппы	песчаники	траппы	песчаники	туфы
Бахтинский яр	89,3	10,7	71,49	24,94	3,57
Верхний Имбак, 15—16 км выше устья	91,3	8,7	69,35	25,65	5,00
Комса, 10 км выше устья	87,55	12,45	70,10	20,80	9,10
Фатьяниха, 5 км выше устья ручья Безымянного	90,55	9,45	71,50	25,65	2,85

шение их с различными песчаниками примерно 2:1. Галька остальных пород встречается весьма редко.

Таким образом, минералого-петрографический состав самаровской морены свидетельствует о ее формировании за счет сноса со Средне-

Таблица 7

морены по фракциям, %

фракция									Легкая фракция			
хлорит	зеленая слюда	гранат	турмалин	циркон	кварцит, дис-тен	эпидот	сфен	обломки пород	кварц	полевые шпаты	гидрослюда	обломки пород
1,0	0,5	0,5	1,0	—	—	0,5	—	16,0	—	—	—	—
Едини- чные знаки		Едини- чные знаки		Едини- чные знаки	Едини- чные знаки	—	Едини- чные знаки	14,0	5,0	1,0	1,0	93,0
0,1	0,3	0,3	0,3	—	—	0,3	—	20,3	—	—	—	—
Едини- чные знаки	—	1,0	Едини- чные знаки	—	Едини- чные знаки	—	—	10,0	71,0	2,0	—	27,0
—	—	1,0	0,5	—	1,0	—	—	15,0	21,0	5,0	5,0	69,0

Сибирского плоскогорья. Некоторое количество кремнисто-кварцевых галек (не более 3—5%) могло быть захвачено ледником как из мезозойских пород, отдельные поля которых сохранились и до наших дней по окраине плоскогорья, так и из толщи палеозойских отложений и трапповых интрузий.

В северной части исследованного района, в бассейне р. Турухана (скв. 2, 3, 4, 6, 1, 11 и др.) в низовьях р. Енисея (в районе Дудинок и Коммунарки, по данным норильских геологов, и в бассейнах рек

Таблица 8

морены раздельно по каждому классу крупности

подсчитанной гальки											
Галька											
50—25 мм				25—10 мм							
траппы	песчаники	туфы	кремнистые породы	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварцит	кремнистые породы	доломиты, известняки и т. п.	контактно-измененные породы
50,48	35,18	9,52	7,14	38,80	29,10	4,22	5,66	2,55	4,19	2,5	0,5
52,30	30,70	7,35	9,65	40,25	31,15	5,60	3,00	1,55	8,15	6,30	4,00
49,80	30,10	5,15	14,5	38,10	31,25	4,45	4,20	1,50	10,35	8,55	1,60
51,30	32,40	9,35	6,95	39,45	30,35	4,95	3,05	2,20	10,35	8,15	1,50

Хеты, Агапы, по наблюдениям В. Н. Соколова, Н. Н. Куликова, С. Л. Троицкого) самаровская морена очень часто сильно перемыта и превращена в галечники, конгломераты и даже пески с отдельными валунами. Мощность ее, естественно, сокращается до 10—15 м и местами, очевидно на возвышенных участках доледникового рельефа, полностью уничтожена. Сильный размыв моренных отложений связан, по-видимому, с обширной послесамаровской трансгрессией полярного моря и вряд ли объясним исключительно эрозией рек.

Озерно-ледниковые отложения — $lg\ Q_2^{2sm}$ сохранились редко и только в южной половине района. Типичный разрез, их мощностью до 3,5 м, вскрывается в Бахтинском яру. Они залегают здесь непосредственно на самаровской морене и сложены ленточными глинами. Переход гляциальных отложений в озерно-ледниковые настолько постепенный, что подошва последних неясная, а в их нижних слоях встречаются гравий и мелкая галька. Осадки представляют собой чередующиеся ленты жирной черной, очень плотной микрослоистой глины и пылеватой серовато-бурой супеси, прекрасно отсортированной и отмученной. Границы прослоев четкие, резкие, горизонтальные. Снизу вверх по разрезу мощность черных лент сокращается с 5—10 до 1—2 мм, а серовато-бурых соответственно увеличивается от 3—5 до 15—30 мм. В результате порода постепенно теряет ленточную текстуру и опесчанивается. Общее количество лент достигает 570—580. Механический состав пачки «ленточных глин» весьма разнороден и особенно груб в ее нижней части, что наглядно показано в табл. 9.

Таблица 9

Механический состав ленточных глин самаровского горизонта

Примерная глубина, взятое образца от подошвы, м	Выход фракций, %					
	3—2 мм	1—0,1 мм			0,1—0,01 мм	<0,01 мм
		1,0—0,50 мм	0,50—0,25 мм	0,25—0,1 мм		
3,2	—	—	0,34	0,35	45,80	53,51
3,0	—	3,18	5,15	1,12	56,65	31,90
2,5	—	—	0,25	2,30	62,15	35,30
1,5	—	—	92,30	—	5,64	2,06
0,5	4,36	—	94,42	—	0,36	0,86

В минералогическом отношении ленточные глины не отличаются от самаровской морены. Глинистые минералы также представлены гидрослюдами, а в тяжелой фракции класса 1—0,1 мм преобладают пироксены (72—83%), рудные (7—21%), роговая обманка (3,5—4,5%), гранат (0,5—1,5%), встречаются зерна сфена, эпидота и т. д.

Ленточные глины Бахтинского яра, по данным Е. В. Кореневой, имеют спорово-пыльцевые спектры тундрового типа с преобладанием *Betula* и трав.

Мессовско-самбургский горизонт — Q_2^{2m+sb} имеет вполне определенное, узко-локальное распространение, по-видимому, приурочен к крупным эрозионно-тектоническим депрессиям. Двойное название оправдывается тем, что осадки этого горизонта представлены не только аллювиальными (Сакс, 1938, 1951_{1,2}, 1953 и т. д.), но и морскими фациями установленными С. Б. Шацким в Самбургской скважине, а также С. Л. Троицким (в 1955 г.) и норильским геологом А. В. Куликовым (в 1952 г.) в низовьях Енисея и бассейне р. Агапы.

Аллювиальные отложения — $al\ Q_2^{2m+sb}$ пользуются преимущественным распространением в южной половине исследованной тер-

ритории и по периферии Енисейской депрессии, где обнажаются в Бахтинском, Алинском, Канготовском, Марковском ярах, по рекам Фатянихе, Бахте, Комсе и т. д. Мощность их изменяется от 10 до 20 м. В центральных частях Енисейской депрессии синхронная (30—40 м) толща осадков вскрыта в усть-елогуйских скважинах. К северу мощность осадков постепенно возрастает до 50—60 м и происходит, по-видимому, фациальный переход аллювия к морским отложениям (скв. 9, 6, 11, 8, 5 и др. по р. Турухану).

Аллювиальные осадки представлены преимущественно хорошо отсортированными и весьма однородными серовато-желтыми песками (табл. 10).

Таблица 10

**Механический состав аллювиальных осадков
мессовско-самбургского горизонта**

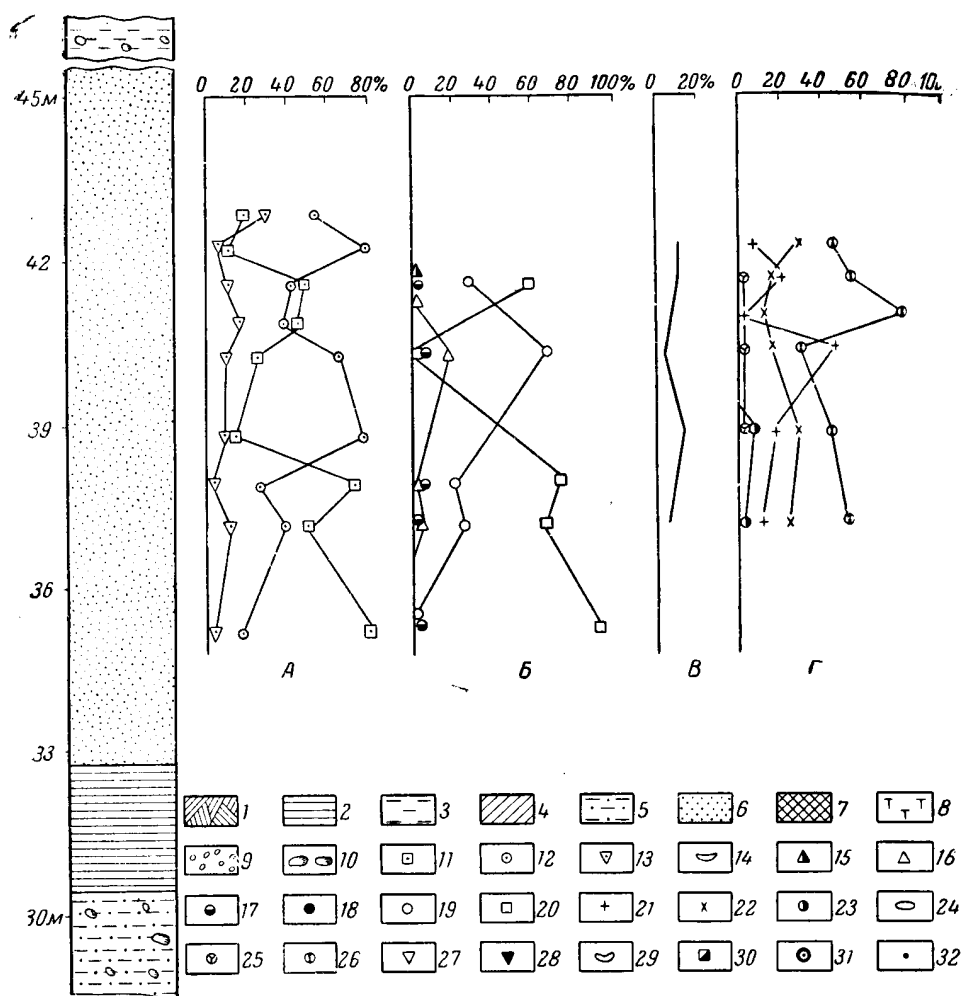
Местоположение	Фракция, %			
	>1 мм	1—0,1 мм	0,1—0,01 мм	0,01 < мм
Бахтинский яр .	—	97,74	1,32	0,94
Там же	—	98,78	0,60	0,62
„	—	98,94	0,46	0,60
„	—	97,81	0,89	1,30
„	—	98,38	0,90	0,72
„	0,8	96,60	1,00	1,60
„	0,1	96,50	1,0	2,40
„	0,1	96,75	0,6	2,55
„	0,15	83,20	7,65	9,00
„	—	82,60	8,25	9,15
Марковский яр .	—	89,94	8,36	1,70
Там же	—	96,46	2,58	0,96
„	—	93,36	5,68	0,98

Последние имеют кварцево-полевошпатовый состав с более разнообразной минералогической ассоциацией по сравнению с подстилающей самаровской мореной. Увеличивается содержание полевых (и среди них калиевых) шпатов и эпидота, несколько больше роговой обманки, отмечаются зерна апатита, рутила, тремолита, дистена и слюды (биотита и мусковита), не встречавшихся в самаровской морене (см. табл. 37 и 40).

Описываемые аллювиальные осадки обладают разнообразной косой и волнисто-горизонтальной слоистостью. Косослоистые пачки достигают мощности 1,5—3,0 м и явно преобладают над горизонтальными прослоями. Мощность слоев 3—5 мм, границы их четкие, резкие, прямолинейные. Слоистость обусловлена гранулометрическими различиями (прослойки тонко-, мелко- и разнотонного песка, иловатых суглинков и т. д.), полосчатым ожелезнением и присутствием растительного мусора или намывного торфа.

Описанные пески относятся к русловой фации аллювия. Вместе с тем в ряде пунктов (Алинский, Канготовский, Бахтинский яры и т. д.) значительным распространением пользуются суглинки и глины, являющиеся, по-видимому, осадками озер-старич. Породы обычно серовато-синих тонов, иловатые, песчаные, содержат некоторое количество растительной сечки и обладают слабым сероводородным запахом. Иногда в них прослеживается неясная горизонтальная слоистость. По минералогическому составу они не отличаются от вмещающих их песков, но среди глинистых минералов, кроме гидрослюд, содержат монтмориллонит.

В песчаных аллювиальных осадках встречается пресноводная фауна. Наиболее богатые сборы были произведены в Бахтинском яру, где обнаружены многочисленные формы *Sphaerium corneum* Linne, живущие на песчаном дне крупных рек, *Radix ovata* Drop., *Valvata piscinalis* Müll., обитающие в тихих затоках и старицах, и сопутствующая им наземная *Eulota fruticum* Möll.



Фиг. 4. Спорно-пыльцевые диаграммы мессовско-самбургских отложений Бахтинского яра:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—пыльцы древесных пород, В—пыльцы пана, Г—пыльцы травянистых растений.

1—почва; 2—глина; 3—суглинок; 4—суглинок; 5—супесь; 6—песок; 7—торф; 8—торф; 9—галыка; 10—валуны; 11—пыльца древесных пород; 12—пыльца кустарников, кустарничков и трав; 13—споры; 14—Larix; 15—Abies; 16—Picea; 17—Pinus sibirica; 18—Pinus silvestris; 19—Betula (древесные формы); 20—Alnus; 21—Artemisia; 22—Ghenopodiaceae; 23—Gramineae; 24—Cyperaceae; 25—Ericaceae; 26—разнотравье; 27—Bryales; 28—Sphagnales; 29—Polypodiaceae; 30—Lycopodiaceae; 31—Selaginella selaginoides; 32—места взятия образцов. (Составила Е. В. Коренева).

По данным Е. В. Кореновой, из отложений мессовско-самбургского горизонта (Бахтинский, Марковский яры и скв. 9) устанавливаются спорно-пыльцевые спектры тундрового и лесотундрового типа (фиг. 4) с преобладанием древесных пород ольхи и березы при незначительном,

не более 5%, содержания хвойных: ели и сосны. Одновременно отмечается значительное (15—20% от суммы всех сосчитанных зерен) присутствие пыллы кустарниковой березы (*Betula nana*). Большое участие в спорово-пыльцевых спектрах принимает пыльца травянистых растений, в основном разнотравье, полыни, лебедовые и вересковые.

Весьма важно отметить значительное количество переотложенных, но хорошей сохранности третичных и меловых зерен и пыллы: *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Juglans* и т. д.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в мессовско-самбургское время в исследованном районе существовали открытые ландшафты с участием в растительном покрове разнообразных разнотравных ассоциаций с представителями семейств бобовых, зонтичных, гвоздичных, ворсянковых и других со значительным участием полыней, лебедовых, а также кустарниковой березы. По долинам рек, вероятно, существовали заросли ольхи. По существу аналогичные палеоботанические данные получены Л. В. Голубевой (1957) для синхронных отложений в низовьях Оби. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает (60—70%) пыльца травянистых и кустарниковых растений, отмечается высокий процент (25%) содержания кустарниковой березы. Древесные породы представлены березой, сосной, елью и кедром. По мнению Л. В. Голубевой, в низовьях Оби в это время существовали безлесные ландшафты, а в более южных районах—растительные ассоциации типа «березовых колок». Палеокарпологические исследования, приведенные В. П. Никитиным и Г. А. Балугоевой в 1956 г. из «ширтинских» отложений, показали большое содержание в них холоднолюбивых и интрозональных растений. Так, для межморенных отложений бассейна р. Карельки указывается следующий список: *Fungi*, *Selaginella selaginoides* L., *Pinaceae* gen., *Juncus* cf. *lampocarpus* Ehrh., *Betula* sp., *Ranunculus hyperborens* Pottb., *Comarum palustre* L., *Viola palustris* L., *Lysimachia thyrsoflora* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Lycopus europaeus* L.

В бассейне р. Ватыльки в этой же толще обнаружены: *Fungi*, *Sphagnum*, *Carex* sp., *Juncus* cf. *arcticus* Willd., *Ranunculus* cf. *hyperborens* Rottb., *Comarum palustre* L., *Potentilla* sp., *Lysimachia thyrsoflora* L., *Lonicera altaica* Pall.

Таким образом, климатические условия мессовско-самбургского времени были относительно суровыми и не допускали развития древесной растительности в северной половине Западно-Сибирской низменности. Во всяком случае, они были значительно более суровыми, чем современные, и поэтому вряд ли отвечают определению «межледниковой эпохи» (Марков, 1955).

Существенно иные результаты получились у Л. А. Пановой (1957). В ширтинских отложениях из района Ханты-Мансийска она устанавливает палинологический комплекс, который, по ее мнению, отражает березово-сосновые леса с участием широколиственных пород. Это дало ей основание отнести ширтинский горизонт С. Б. Шацкого ко второму среднему межледниковью.

Таким образом, палеоботанические, а, следовательно, и палеоклиматические выводы, как и для досамаровского отрезка антропогенной истории, резко расходятся. Тем не менее в пользу межстадиального характера мессовско-самбургского горизонта, как нам кажется, помимо приведенных работ, свидетельствуют исследования О. В. Матвеевой (1958) в предгорной полосе Алтая. По ее данным, даже на юге Западной Сибири широколиственные породы вымирают в конце нижнего плейстоцена, а для ненинского (по-видимому, синхронного мессовско-самбургскому) времени устанавливается фаза развития лесостепи с островами хвойных лесов по долинам рек.

Озерно-аллювиальные отложения—1а1 Q_2^{2m+sb} тесно фациально переплетаются с аллювиальными, а к северу с морскими осадками. С последними их сближает сходный литологический состав и аналогичные условия залегания и распространения в наиболее пониженной восточной части Енисейской депрессии. В усть-елогуйских скважинах 2, 3 и 7 вскрываются трех-пятиметровые пачки темно-синих, серовато-синих, иловатых горизонтально-слоистых глин с тонкими (1—3 мм) прослойками пылеватого песка и намывного торфа.

Породы в отличие от озерно-ледниковых самаровских ленточных глин состоят из смеси гидрослюды, бейделлита и монтмориллонита.

Все эти данные позволяют рассматривать описанные глинистые породы в подавляющей своей массе озерными образованиями, связанными определенным образом с морскими осадками в бассейне р. Турухана. На это указывают, в частности, постепенные изменения самих отложений с юга на север. Сильно иловатые, со слабым сероводородным запахом глины, совершенно аналогичные современным старичным осадкам, замещаются в туруханских скважинах 9 и 12 стальными-серыми жирными глинами без каких-либо следов сероводородного заражения и слоистыми песками.

Морские отложения мессовского возраста впервые были установлены норильскими геологами в Дудинском районе. К этой точке зрения присоединяется С. Л. Троицкий, рассматривающий мессовские отложения «...как совокупность прибрежно-морских, дельтовых и аллювиальных фаций...» (1955 г.).

Позднее, в 1956 г., С. Б. Шацкий выделил синхронные морские осадки под названием «самбургского горизонта» в разрезе Самбургской скважины в интервале 103—3,50 м. Они залегают здесь на резко размытой самаровской морене. В основании разреза вскрываются грубые пески с галькой (103—61,30 м), сменяющиеся затем мелкозернистыми песками, супесями и суглинками (61,30—56,70 м) и, наконец, жирными глинами (56,70—28,0—3,50 м).

По всему разрезу описанной толщи широко представлена бореальная фауна. С. Л. Троицкий с глубины 71,0—61,60 м определены следующие виды: *Balanus hameri* Asc., *Buccinum* sp., *Astarte montagui* Dill. var. indet., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* Linné, *Cyrtadaria jensenseae* Sacks. В нижней части интервала 61,60—50,70 м *Balanus hameri* Asc., *Proplamussium gröenlandicum* (Sowerby) f. *major*, *Astarte montagui* (Dill.) var. indet., *Mya truncata* Linne, а в верхней части — *Balanus hameri* Asc., *Buccinum* sp., *Astarte montagui* (Dillw.) spp., *Striata* Leach., *Macoma calcarea* (Chemn.), *Mya truncata* Linné и, наконец, на глубине 50—70—42,70 м—*Macoma calcarea* (Chemn.), *Astarte montagui* (Dill.), *Leda* cf. *pernula* (Mill.). Приведенный состав фауны, по свидетельству С. Л. Троицкого, не дает права отнести ее к санчуговскому горизонту В. Н. Сакса. Особенно важным обстоятельством является присутствие обломков *Cyprina islandica* L., которая, как известно, вместе с *Cyrtosaria jensenseae* Saks характерна для более теплого казанцевского бассейна.

Исходя из этого, С. Л. Троицкий предположил казанцевский возраст осадков приведенного разреза.

Между тем самбургская скважина заложена в основании естественного обнажения, в котором, по В. Н. Саксу, вскрываются санчуговские осколчато-щебневатые суглинки с большим количеством обломочного материала, в том числе и валунов, а также содержится фауна *Portlandia lenticula* Möll. Стало быть, самбургская трансгрессия, стратиграфическое положение которой характеризуется залеганием между самаровской мореной и санчуговским горизонтом В. Н. Сакса, предшествовала

санчуговскому времени, являясь более древней. Условия формирования отложений собственно санчуговского горизонта, по мнению С. Б. Шацкого и др., ледниково-морское, так как на это время приходится тазовское оледенение.

Таким образом, именно в самбургское время начинается обширная постсамаровская трансгрессия. Распространение ее к югу, по-видимому, фиксируется по площадному размыву подстилающей самаровской морены. Поэтому южная граница самбургско-мессовского бассейна проходила примерно у широты г. Туруханска. Море проникло сюда как по долине Енисея, так по Туруханской депрессии из Таз-Пуровского района. В ряде туруханских скважин самбургско-мессовские отложения залегают на сильно размытой самаровской морене, превращенной в базальные галечники и пески с валунами (см. фиг. 1). Они сложены 50—60-метровой толщей переслаивающихся глин, суглинков, супесей и песков. Суглинистые породы тонкоотмученные, слоистые в отдельных прослоях с растительным детритом, единичной галькой и мелкими известковистыми конкрециями. Пески серые существенно кварцевые, тонко-мелкозернистые глинистые. Вверх по разрезу как в скважинах, так и естественных обнажениях по Турухану рассмотренные отложения постепенно переходят в тазовско-санчуговскую толщу, из которой М. А. Лавровой была определена фауна: *Astarte crenata* Gray и *Macoma* sp. (*calcareo*?) (Архипов, Зубаков, Лаврушин, 1957).

В долине Енисея, в основании разреза Пупковского яра, вскрывающего тазовско-санчуговские отложения В. А. Зубаковым (устное сообщение) была найдена *Cyprina islandica*. Такая бореальная форма известна из отложений, пройденных самбургской скважиной, что дает, может быть, косвенное указание на проникновение и сюда моря. Южнее заведомо морские самбургские осадки, видимо, фацциально замещаются синхронными прибрежно-морскими, дельтовыми и типично аллювиальными осадками, описанными выше.

Тазовско-санчуговский горизонт— Q_2^{2t+s} объединяет сложно построенную толщу гляциально-морских (водных) и перекрывающих их аллювиально-прибрежно-морских отложений, а также синхронные им флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки в горах и на приподнятых участках приенисейской части низменности (Лобовой материк, Енисей-Елогуй-Дубчесское междуречье и т. д.).

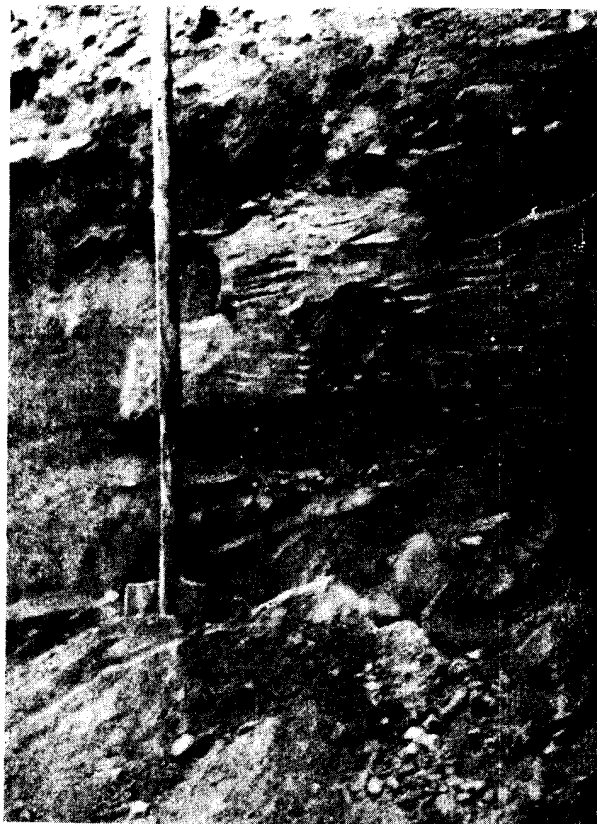
Гляциально-морские отложения — $gl_m Q_2^{2t+s}$ распространены в пределах Енисейской депрессии. В бассейне р. Турухана, в районе Самбурга, в низовьях Енисея и т. д. они связаны постепенным переходом с морскими мессовско-самбургскими отложениями и обладают наиболее ярко выраженным марино-гляциальным генезисом. Южнее широты Туруханска по периферии Енисейской депрессии, у подножья Средне-Сибирского плоскогорья, наблюдается их, вероятно, клиновидное залегание на подстилающих аллювиально-озерных образованиях.

Линия контакта обычно четкая, без следов резкого размыва, смятия и деформаций подстилающих слоистых песков. В этом проявляется одно из генетических отличий отложений тазовско-санчуговского горизонта от самаровской морены. Самаровский ледник деформировал свое ложе, в его донных моренах встречаются отторженцы пород, по которым он прополз. С севера на юг происходит вдоль уступа плоскогорья фацциальное замещение марино-гляциальных осадков субаэральными гляциальными образованиями, а по отрогам гор — слияние с самаровской мореной в единую моренную толщу среднеплейстоценового оледенения.

Субаэральная тазовская морена (реки Комса, Харнусная, Фатьяниха и т. д.) внешне мало чем отличается от вскрывающейся нередко в том же обнажении самаровской морены, отделяясь от последней пачкой

аллювиально-озерных или флювиогляциальных отложений. Это те же супеси и суглинки грязно-серовато-бурых тонов, оскольчато-щебневатой текстуры, с большим количеством беспорядочно рассеянного в породе гравия, гальки и валунов с гранулометрическим и минералого-петрографическим составом, аналогичным самаровской морене.

В правобережных енисейских ярах описываемый верхний гляциальный горизонт максимального оледенения, выделенный автором в 1954—1955 гг., постепенно приобретает марино-гляциальные черты.



Фиг. 5. Марковский яр. Гляциально-морские тазовско-санчуговские отложения. Видно переслаивание сверху вниз:

1) пепельно-серых, суглинков с гравием, галькой и валунами; 2) светло-желтого тонкозернистого пылеватого волнистослоистого песка; 3) линзовидного прослоя гравия с мелкой галькой (вправо от лопаты), переходящего (влево от лопаты) в серовато-бурую грубую супесь с редкой мелкой галькой и гравием; 4) пески, аналогичные слою 2.

Прежде всего это сказывается в литологическом облике рассматриваемых отложений. В отличие от весьма однородной валунно-суглинистой самаровской морены по разрезу марино-гляциальных осадков и в горизонтальном направлении наблюдаются то постепенные, то резкие литологические переходы от грубых песчанисто-супесчаных пород с обилием гравия и гальки к глинистым иловатым, более отмученным осадкам. Местами отмечаются прослои пылеватого песка с резко выраженной косой слоистостью. Линзовидно-слоистое строение описываемых осадков подчеркивается то беспорядочно разбросанными, то дифференцированно

и послойно расположенным в них кластическим материалом. Содержание его в осадках то резко возрастает до 25—30% (от общего объема проб), то сокращается до практически полного исчезновения (верхняя часть Алинского разреза).

В качестве примера линзовидно-слоистого строения рассматриваемых отложений может служить несколько сокращенное описание Марковского яра (фиг. 5):

	Мощность, м
1. Почвенно-растительный слой	0,2
2. Покровная супесь палево-желтого цвета, песчаная, пылеватая, неяснослоистая, полосами и пятнами ожелезненная	1,2—1,5
3. Суглинок грязно-бурого цвета, песчаный, комковатый с редкой мелкой галькой и гравием, слоистый. Слоистость обусловлена тонкими волнисто-изогнутыми прослойками песка и полосчатым ожелезнением	1,5—1,8
4. Песок ржаво-желтый, кварцевый, с большим содержанием темноцветных минералов, разнозернистый, с линзами гравия и мелкой гальки, грубослоистый	0,4—0,5
5. Песок серый с буроватым оттенком, кварцевый, тонкозернистый, глинистый, с неясной тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной 3—5 мм прослойками глинистого материала	0,3—0,4
6. Суглинок грязно-бурого цвета, глинистый, комковато-щебневатый, с большим количеством гравия, гальки и отдельными валунами размером 100—200 мм	1,2—1,3
7. Переслаивание наподобие ленточных глин серовато-бурого песчанистого суглинка с гравием и буровато-коричневой глины. В породе встречаются отдельные гальки до 25—50 мм, располагающиеся независимо от слоистости, как бы «плавающие» в общей массе осадка	0,2—0,3
8. Супесь желтая, песчаная, пылеватая с тончайшей горизонтальной микрослоистостью	0,2—0,3
9. Суглинок грязно-серый, пепельно-серый, сильно песчанистый, с щебневатой отдельностью, с частыми 1—3 см прослойками гравийных песков. В породе беспорядочно разбросаны гравий, галька и валуны размером до 200 мм	0,3—0,35
10. Супесь темно-серая, грубая, сильно песчаная, переполнена гравием и мелкой галькой, встречаются валуны углообразной формы диаметром до 250 мм. На двух валунах встречены шрамы и полировка	0,5
11. Переслаивание, аналогичное слою 7	0,3—0,5
12. Супесь, аналогичная слою 10, но с большим количеством обломочного материала и валунами до 250—500 мм, обнаруживающих определенную послойную дифференциацию по крупности. Порода в целом грубо-горизонтально-слоистая, что связано с частыми, но невыдержанными (5—10 см) прослойками песка, нередко косослоистого	1,5—1,6
13. Гравийно-галечниковая линза, сложенная в основном из гравия и в меньшей степени из галек диаметром 5—10 мм. Обломочный материал окатан по II и I классам	0,2—0,25
14. Песок желтовато-серый кварцевый, мелкозернистый, косослоистый. Слоистость обусловлена тонкими (1—3 мм) прослойками почти черного песка за счет обогащения темноцветными минералами (естественный шлик)	0,2—0,3
15. Суглинок, аналогичный слою 9	0,3—0,4
16. Песок буровато-желтый, кварцевый, мелкозернистый, хорошо отсортированный, косослоистый	0,3—0,4
17. Суглинок, аналогичный слоям 9 и 15, но с линзами до 5—10 см тонкослоистых глин	0,2
18. Песок, аналогичный слою 16	0,6
19. Линзовидное переслаивание пепельно-серых песчаных суглинков и супесей осколчато-щебневатых, переполненных гравием, галькой и валунами до 250—500 мм	9,0—9,5
20. Суглинок, аналогичный слоям 9, 15, 17	1,0

Аналогичное линзовидное переслаивание отчетливо устанавливается даже в буровых скважинах по р. Турухану в устье р. Сарчихи, по Енисею и т. д.

Песчаные линзовидные прослои значительно увеличиваются по мощности. В скважинах по р. Турухану они уже в три—пять раз мощнее Марковского яра, расположенного в 200—300 км к югу.

Пески существенно кварцевые, но отдельные его прослой—с большим количеством (до 80 %) темноцветных минералов. Окраска их изменяется от грязно-серых до бурых, зеленовато-серых, желтых, охристых тонов.



Фиг. 6. Правый берег р. Енисея между станками Баиха и Пупково. Видна слоистость в толще гляциально-морских тазовско-санчуговских отложений.

Пески в разной степени сортированные, от разнотернистых гравийных с галькой и валунами, до тонких глинистых. Осадки, как правило, слоистые. В грубых песчаных породах прослеживается косая, в тонких глинистых—горизонтальная, слоистость.

Наряду с песчаными прослоями появляются и начинают играть заметную роль линзы тонкоотмученного и тонкослоистого серовато-синего суглинка (реже глин) с известковистыми конкрециями (Черноостровский, Пупковский яры. (фиг. 6), низовья р. Турухана, Толстый Нос и т. д.).

От ленточных глин, встречающихся в толще гляциальных осадков Бахтинского и некоторых других яров, эти осадки отличаются не только внешними литологическими признаками, но и по составу глинистых минералов—присутствием наряду с гидрослюдой монтмориллонита и бейделлита.

Другой важнейшей особенностью описываемых отложений, также свидетельствующей о их марино-гляциальном происхождении, являются многочисленные находки остатков морских моллюсков. Обломки, разрозненные створки, а также хорошо сохранившиеся раковины с обеими створками найдены в 1955—1957 гг. в ряде буровых скважин, особенно в естественных обнажениях.

В 1955 г. обломки и отдельные створки *Astarte crenata* Gray., *Macoma* sp. (*calcareae*?), по определению М. А. Лавровой, были впервые найдены Ю. А. Лаврушиным (Архипов, Лаврушин, 1956) в тазовской морене на р. Турухане, в 25 км выше фактории Фаркова. В 1956 г. находки Лаврушина были подтверждены автором, а также С. П. Альтером (устное сообщение) новыми сборами. Летом 1956 г. автором в тазовской морене в районе Толстого Носа на р. Нижней Байхи (приток р. Турухана) было обнаружено несколько экземпляров прекрасной сохранности *Portlandia arctica* Gray., *Portlandia lenticula* Möll. (определения С. Л. Троицкого).

В 1957 г. автором и З. В. Алешинской в керне скважин 17 и 19 (г. Туруханск) и скважины 15 (Старый Туруханск) в отложениях тазовского гляциального горизонта были отмечены остатки морских моллюсков, но из-за плохой сохранности керна удалось извлечь лишь неопределимые обломки *Bivalvia* из интервала 66,0—78,3 м в скважине 15.

Первые сборы морской фауны из отложений тазовской морены в правобережных енисейских ярах между станком Байхой и устьем Елогуя были произведены в 1956 г. В. А. Зубаковым и Д. И. Семевским (Зубаков, 1957).

Летом 1957 г. указанные сборы были значительно дополнены автором и З. В. Алешинской. По Енисею остатки морской фауны были найдены еще далее к югу, вплоть до Оплывного яра (около 10 км южнее Подкаменной Тунгуски). Кроме того, весьма плодотворными оказались поиски фауны по р. Девятихе, впадающей в Енисей ниже станка Пупково, и р. Верхней Сарчихе.

В нескольких правобережных енисейских ярах между станками Байха и Пупково в интервале отметок 25—27 м, 35—40 м отмеченными исследователями в 1956—1957 гг. были собраны, по определению С. Л. Троицкого, неполные экземпляры, створки и более мелкие обломки *Portlandia arctica* Gray., *Astarte montagui* (Dill.), *Macoma* sp. *calcareae*, *Astarte* cf. *crenata* Gray., *Macoma baltica* L., *Astarte montagui*, *Saxicava arctica* L. и т. д.

Кроме того, на бичевнике были встречены обломки: *Leda* sp. indet., *Mya truncata* Linke, *Saxicava* sp. indet., неопределимые *Bivalvia* и т. д.

По р. Девятихе обломки и целые экземпляры морских моллюсков в тазовской морене были встречены в восьми пунктах. Абсолютные отметки, на которых они были обнаружены, поднимаются с 25—28 м в устье Девятихи до 90—95 м в ее верховьях. В списках фауны, по данным С. Л. Троицкого, отмечаются: *Portlandia arctica* Gray., *Astarte* cf. *montagui* (Dill.), *Turritella* cf. *crocea*, *Macoma* sp. indet., обломки *Bivalvia*, а также, по-видимому, мезозойских моллюсков.

К югу от широты Пупково — Толстый Нос остатки морской фауны в тазовско-санчуговских осадках встречаются все реже и реже, а среди находок начинают преобладать обломки. Летом 1956 г. В. А. Зубаковым и Д. И. Семевским непосредственно из отложений, а также из осыпи, из обнажений, расположенных около устья ручья Половинного, у станка Алинского, в 6 км выше Кангатовского мыса и в 1 км ниже станка Марково была извлечена морская фауна. Среди находок оказались обломки *Astarte crenata* (Gray.), *Astarte compressa* (Linne), *Astarte* sp. indet., *Macoma* sp. indet., *Saxicava arctica* L., *Mya* sp. и неопределимые обломки *Bivalvia*.

Автором и З. В. Алешинской в аналогичных условиях остатки фауны были обнаружены в основании обнажений Алинского яра, на правом берегу Енисея против Чулковской молочно-товарной фермы в 15 км выше станка Мирное, в 2 км ниже станка Лебедь, в 5 км ниже устья ручья Гремячего. В этих сборах, по данным С. Л. Троицкого, встречаются *Astarte* sp. indet., *Macoma* cf. *calcareea* и неопределимые обломки *Bivalvia*.

Кроме того, фауна была обнаружена в четырех пунктах по р. Верхней Сарчихе в интервале отметок от 27—30 (в нижнем течении) до 58—60 м (в среднем течении). Здесь обнаружены были лишь обломки, среди которых С. Л. Троицкий отмечает *Astarte* cf. *montagui* (Dill), *Macoma* sp. indet., *Portlandia* cf. *arctica* и неопределимые *Bivalvia*.

Наконец, следует упомянуть об оставшейся неопределенной фауне, обнаруженной в керне скважин, пробуренных в районе станка Зыряново в 1950 г., где были пройдены тазовско-санчуговские слои.

Многочисленными оказались также сборы на бечевниках у основания обнажений, в которых вскрываются тазовско-санчуговские породы. В ряде точек в районе Пупково, Марково, Черноостровских яров, между станками Зыряново и Канготово, около станка Верхне-Имбатское В. А. Зубаковым и Д. И. Семевским отмечаются находки обломков *Portlandia arctica* Gray., *Astarte crenata* Gray., *Astarte compressa* L., *Saxicava arctica* и *Bivalvia*.

В этих же пунктах, а также на бечевниках вдоль правого берега Енисея между Верхне-Имбатском и Бахтой, Мирным и Лебедем, против станка Комсы и в районе Оплывного яра летом 1957 г. автором и З. В. Алешинской были собраны обломки: *Portlandia arctica* Gray, *Astarte crenata* Gray, *Astarte* sp. indet., *Macoma baltica* L., *Saxicava arctica* L., а также многочисленные обломки *Bivalvia*, среди которых С. Л. Троицкий отмечает и дочетвертичные.

Попутно следует отметить резкую разницу в характере фоссилизации четвертичных и мезозойских ископаемых. Последние встречаются в виде сильно окремневших отпечатков и ядер (слепков), четвертичные раковины тонкостенные, хрупкие, обломки их «свежие», малоокатанные.

Севернее широты г. Туруханска расслоение единой толщи осадков на тонкие глинистые и более грубые песчаные и супесчано-суглинистые с гравием, галькой и единичными валунами прослои, связанные между собой постепенными литологическими переходами, становится закономерной чертой строения тазовско-санчуговского горизонта.

В качестве примера приведем разрез Плахинского яра, дополненного подбуркой под основание обнажения, вскрывающего строение левого берега р. Енисея в 0,3—0,4 км выше станка Плахино. Ниже бровки, расположенной на отметке примерно 50 м, вскрываются:

		Мощность, м
Q_3		
glQ_3^2	1. Почва	0,2—0,3
	2. Супесь грязно-бурая, сильно песчаная, рыхлая с линзами разнозернистого песка и беспорядочно разбросанным по слою обломочным материалом, среди которого преобладают крупная галька и валуны размером до 200—500 мм. Подошва слоя четкая, волнистая	1,3—3,5
$fglQ_3^2$	3. Песок желтовато-серый кварцевый с примесью темноцветных, разнозернистый с волнистоизогнутой слоистостью. В основании слоя отмечаются карманообразные прослои мелкого галечника, мощностью 0,3—0,5 м	4,5—4,6
mQ_3^2	4. Песок серый кварцевый, мелкозернистый, прекрасно отсортированный, горизонтально- и волнисто-слоистый. Непо-	

Мощность, м

	средственно из песков и из осыпи собрана фауна: <i>Balanus</i> cf. <i>hameri</i> Asc., <i>Portlandia</i> sp. indet., <i>Macoma calcarea</i> (Chemn.), <i>Mya truncata</i> Linne (определения С. Л. Троицкого). Подошва слоя неровная, со следами размыва. По контакту с подстилающими породами отмечаются карманообразные прослои галечника	5,2—5,3
mg1Q ₂ ^{t+s}	5. Суглинок темно-бурый, глинистый, местами иловатый, мелкокомковатый и землистой структуры, неяснослоистый с гравием и галькой, размером до 10—25 мм. траппов, песчаников, доломитов, аргиллитов с отпечатками юрской фауны и т. д.	10,0
	Вниз по разрезу и в горизонтальном направлении порода переходит в глины	
п	6. Глина темно-серая с коричневатым или синим оттенком от песчаной до жирной, тонко-горизонтально-слоистая, таблитчатая, содержит, по определению С. Л. Троицкого, обломки <i>Portlandia</i> sp. indet., <i>Astarte</i> cf. <i>montagui</i> (Dill.), <i>Saxicava arctica</i> (Linne). Глины обнажаются на бечевнике. Их подошва вскрыта скважиной на глубине 9,0 м ниже уровня весеннего паводка.	12—13

В береговых, обрывах вдоль Енисея между Плахино и г. Дудинкой помимо слоистых глин и щебневато-комковатых суглинков с гравием и галькой, появляется горизонт песчаных осадков, приуроченных к верхам тазовско-санчуговской толщи. Один из таких разрезов описан в основании обрыва правого берега р. Енисея в 15 км ниже устья р. Фокиной. Бровка яра и вся его верхняя часть сильно оплыли, задернованы и заросли лесом. Лишь примерно с отметки 40—45 м обнажаются:

1. Песок серый, кварцевый, с большим содержанием темноцветных, хорошо отсортированный, слоистый, с большим количеством мелких шаровидных и лепешковидных песчаных с известковистым цементом конкреций. Видимая мощность 3,5—4,0

Из песков извлечены обломки и целые створки фауны, определенной С. Л. Троицким как: *Portlandia arctica* (Gray), *Arca* sp. indet., *Astarte compressa* (Linne). Первые два вида (тем более, если *Arca* sp. является *Arca glacialis*) весьма холодноводные, обитающие на илах. Кроме того, все виды *Arca* сравнительно глубоководны. Наличие их в вышеописанных песках совместно с *Astarte compressa* L. — аркто-бореального вида, обитающего на песках и песчано-каменистых грунтах (реже илах) — позволило С. Л. Троицкому высказать предположение о недалеком переотложении раковин. Последние могли быть занесены в сравнительно мелководные песчаные отложения из более глубоких частей бассейна.

В основании песчаного горизонта появляются линзовидные прослои глин и наблюдается постепенный переход в подстилающие породы.

2. Глина серовато-синяя, иловатая, в верхней части слоя песчаная, ниже жирная, горизонтально-слоистая. Слоистость обусловлена чередованием прослоев темно-серой с синим оттенком жирной и светло-серой буроватой глины, а также прослоев светло-бурой мучнистой супеси. Видимая мощность 2,2 м.

В толще глин содержится, по определению С. Л. Троицкого, большое количество целых створок и обломков высокоарктического вида *Portlandia arctica* (Gray) и обломки *Astarte compressa* (Linne). Фауна встречается в виде локальных скоплений — колоний. Это явление, по мнению С. Л. Троицкого, характерно для арктических морей и часто встречается в санчуговских глинистых осадках в низовьях Енисея, в бассейне рек Гольчихи, Моховой, Агапы, на Дорофеевском полуострове.

Ниже и выше по течению Енисея в основании береговых обрывов кое-где обнажаются серые оскольчато-щебневатые суглинки с гравием, галькой и валунами. Гипсометрически они залегают примерно на одном уровне с описываемыми глинами. Тем не менее по Енисею их стратиграфическое положение из-за плохой обнаженности остается неясным. Положение этих пород в разрезе тазовско-санчуговского горизонта удастся наблюдать по р. Фокиной, в ее нижнем течении. В естественных обнажениях отмеченные суглинки или подстилают, или перекрывают слоистые глины. В первом случае последовательность напластования пород тазовско-санчуговского горизонта следующая:

	Мощность, м
1. Зырянские, сильно валунистые супеси или валунно-галечники . . .	до 5—6
2. Пески с лепешкообразными конкрециями, аналогичные описанным на Енисее	до 1,5
3. Глины слоистые тонкоотмученные с фауной	до 10
4. Суглинки, переходящие в супеси с гравием, галькой и отдельными валунами. Видимая мощность	до 3

В других обнажениях ниже зырянских осадков, представленных гальчаниками или сильно валунистыми супесями, вскрываются:

1. Суглинки темно-серые глинистые, иловатые, с гравием и редкой галькой, с мелкими неопределимыми обломками фауны, постепенно переходящие вниз по разрезу в слоистые глины	до 3—4
2. Глины слоистые с фауной	до 7
3. Супеси или сильно глинистые уплотненные пески с галькой и единичными валунами. Видимая мощность	до 1,5—2

Непосредственные наблюдения по естественным обнажениям описываемых образований свидетельствуют о постепенных переходах слоистых безвалунных глин в более грубые, содержащие обломочный материал, суглинки и супеси. Пески же залегают обычно в виде стратиграфически выдержанного линзовидного горизонта, венчая тазовско-санчуговскую толщу.

Н. Н. Урванцев (1930, 1931_{1,2}) также отмечал широкое распространение «валунных суглинков среди морских отложений в глубоких центральных частях моря». Последние, встречаясь то над, то между, то под типично морскими отложениями, создают, по его мнению, даже «видимость наличия двух морских горизонтов». В. Н. Сакс (1948, 1951, 1953 и др.) тоже писал, что санчуговские отложения местами настолько обогащены обломочным материалом, что напоминают морские морены.

В низовьях р. Фокиной в обнажении правого берега, в 7 км выше р. Туркуревой в слоистых глинах присутствуют «классические» санчуговские виды: *Portlandia lenticula* Möll., *Arca glacialis* Gray., а также *Portlandia arctica* (Gray.), *Nucula tenuis* (Montagu), *Astarte compressa* (Linne), *Macoma calcarea* (Chemn).

По мнению С. Л. Троицкого, определявшего указанную фауну, общий облик ценоза свидетельствует об обитании его на дне относительно глубокого арктического моря, на илистых или песчано-илистых грунтах при вероятных отрицательных температурах вод. В верховьях р. Фокиной в описываемых отложениях уже не содержится глубоководной фауны. Она вытесняется космополитической формой *Saxicava arctica* Linne, которая также встречается все реже и реже и главным образом в виде неполных створок.

В связи с вышеизложенным, нам представляется неверным относить к санчуговским отложениям в обнажениях по р. Фокиной только прослой слоистых глин, как это делают некоторые исследователи, в том числе,

по-видимому, и В. Н. Сакс (1953). При таком искусственном стратиграфировании супеси с галькой (слой 3) подстилающие слоистые глины относятся якобы к максимальной морене. Но последняя, по данным бурения, залегает в описываемом районе повсеместно значительно ниже уровня рек. Кроме того, в низовьях Фокиной (по речке Токуреевой) отмеченные породы подстилаются песками (в которые они постепенно переходят) мессовского возраста. Еще более искусственно было бы относить к зырянской морене суглинки, перекрывающие слоистые глины. Последние по цвету (темно-серые), структурно-текстурным особенностям (плотные, оскольчато-щебневатые с прослоечками песка), характеру включенного обломочного материала (гравий и мелкая галька) резко отличаются от перекрывающих их валунно-галечников или реже сильно валунистых рыхлых супесей желто-бурого цвета. При этом зырянские отложения ложатся на суглинки с резким размывом, в то время как сами суглинки постепенно переходят в подстилающие глины. Следует также иметь в виду, что в естественных обнажениях по рекам Косой, Дуромой, Дудинке, в районе г. Дудинка, в разрезах по Енисею вплоть до Усть-Порта и, наконец, по р. Санчуговке вскрываются те же самые темно-серые с синеватым, иногда зеленоватым оттенками то более глинистые, то более песчаные оскольчато-щебневатые суглинки. Они содержат не только гравий и гальку, но и единичные валуны. Правда, обломочного материала значительно меньше; он в общей массе мельче и лучше окатан, чем, например, в стратиграфически тождественных отложениях Пупковских яров, у станка Марково, Кангатовского мыса и т. д. Кроме того, обломочный материал как бы образует локальные скопления, приурочиваясь к отдельным линзовидным прослоям. Происходит, образно говоря, как бы «растворение» грубых суглинистых прослоев с галькой и валунами в общей массе слоистых суглинисто-глинистых пород. Все эти только что описанные литологические изменения тазовско-санчуговских отложений наиболее полно выявляются при последовательном изучении естественных обнажений и керн буровых скважин при движении по Енисею с юга на север. Совершенно иную картину могут дать отдельно взятые обнажения.

Так, например, в разрезе санчуговских отложений по р. Санчуговке, где они и были выделены впервые В. Н. Саксом, обнажаются суглинки темно-серые, песчаные, глинистые, оскольчато-щебневатые, с линзочками и реже тонкими (2—3 см) прослоечками песка серого разнозернистого. В породе беспорядочно разбросаны гравий и галька, а также отмечаются единичные валуны. Обломочный материал в основном состоит из траппов, меньше различных песчаников, изредка встречается кварц. В основании обнажения в пределах влияния весеннего паводка, порода покрыта белыми карбонатными налетами. Видимая мощность отложений 10—12 м. Очевидно, что некоторые исследователи могли принять описанные отложения за морену. Известно, например, что С. Б. Шацкий именно так охарактеризовал Плахинский разрез. «...Не отрицая целиком выводы В. Н. Сакса,—писал в 1952 г. С. Б. Шацкий,—о существовании санчуговского горизонта в составе материка левого берега р. Енисея на участке Плахино-Носово-Ермаково, мы тем не менее полагаем, что этот горизонт может оказаться мореной максимального оледенения». К этому выводу привели С. Б. Шацкого «общий облик суглинков, отсутствие в них слоистости, наличие в толще суглинков беспорядочно рассеянных валунов и галек...» Вообще надо отметить по поводу литологического облика санчуговских отложений, что утверждения некоторых исследователей о том, что последние якобы совершенно не содержат обломочного материала, не являются абсолютно точными. Летом 1957 г. автор вместе с З. В. Алешинской и С. Л. Троицким имели возможность убедиться в

том, что в керне многочисленных скважин, пробуренных Усть-Енисейской экспедицией среди санчуговских отложений, были не только гравий, но и отдельная, очень крупная галька. Вместе с тем, абстрагируясь от частных и обобщая имеющиеся разрезы, можно сделать вывод, что общий облик рассматриваемых отложений в районе деятельности Усть-Енисейской экспедиции и тем более далее к северу от Усть-Порта, в естественных обнажениях и в скважинах из района Соп-Карги и р. Яковлевой указывает на их преобладающий морской генезис. Особенно это относится к нижней части санчуговской толщи, так как к ее верхам в данном районе в основном и приурочены включения более грубых осадков.

Этот вывод подтверждается увеличением видового состава фауны, насчитывающей до 30 видов.

Экологическая характеристика фауны несколько расходится у С. Л. Троицкого и В. Н. Сакса. Так, В. Н. Сакс (1948, 1951, 1953) неоднократно подчеркивал, что вся фауна из санчуговских осадков состоит из арктических форм, а «бореальных и субарктических видов нет совершенно».

Согласно исследованиям С. Л. Троицкого (в 1955 г.) основу фаунистического комплекса составляет арктическо-бореальные, арктические и высокоарктические виды с единичными бореальными и субарктическими видами. Доминирующими являются *Cardium ciliatum* Fabr., *Macoma calcaria* (Chemn.), *Mya truncata* Linne, *Saxicava arctica* (Linne), довольно часто встречаются *Neptunea borealis* (Phill.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Ioldia hyperborea* Torrel., *Astarte borealis* (Chemn.).

Весьма показательным, по мнению С. Л. Троицкого (1955), является широкое распространение двух илоядных видов — арктического *Cardium ciliatum* Fabr. и аркто-бореального *Macoma calcaria* (Chemn.).

Последние свидетельствуют о низких температурах воды и сравнительно больших до 100 м глубин открытого моря.

Отмеченные выше песчаные слои с фауной являются, по нашему мнению, осадками регрессивной фазы санчуговского бассейна.

Они обладают широким площадным распространением не только по Енисею, но и по р. Большой Хете (В. С. Волкова, 1958) и верховьям Турухана (Ю. А. Лаврушин, 1956). Южнее Турухана стратиграфически тождественное положение занимают осадки четвертой надпойменной террасы Енисея.

В соответствии с только что произведенным литолого-фациальным анализом, свидетельствующим о постепенном переходе субазальных гляциальных образований сначала в гляциально-морские, а затем преимущественно морские, наблюдаются и определенные изменения гранулометрического и минерало-петрографического состава осадков.

Данные анализов механического состава основного супесчано-суглинистого материала тазовско-санчуговских отложений (табл. 11, 12) показывают вполне закономерное возрастание количества грубого обломочного материала в сторону Средне-Сибирского плоскогорья. В центральных, северо-западных частях Енисейской депрессии и в низовьях Енисея интересующие нас осадки не содержат, как правило, валунов и крупной гальки. Последние образуют лишь локальные скопления в виде линз. Мелкая галька и гравий встречаются не свыше 10—15%.

Преобладают весьма однородные, горизонтально-слоистые глинисто-суглинистые осадки. Но уже в правобережных енисейских ярах появляются валуны (до 5,5%) и во все возрастающем количестве галька и гравий. Общее содержание обломочного материала постепенно поднимается до 15—18%, местами 20%. Начинают преобладать суглинистые и супесчаные осадки.

Таблица 11

Гранулометрический состав тазовско-санчуговских отложений

Местонахождение	Общий объем пробы, в литрах	Выход классов, %									Порис- тость	
		валуны	галька			гравий		песок				пыль, глина
			>100 мм	100 —50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм		
Субаэральная морена у края Средне-Сибирского плоскогорья												
Правый берег р. Фатъ- янихи, 1,5 км выше устья ручья Безымянного . .	12	7,1	6,3	2,8	0,78	1,25	1,25	0,2	—	—	73,02	6,3
Правый берег р. Комсы, 1,2 км выше речки Черемшанки	12	9,1	5,8	1,3	1,78	0,25	0,95	0,4	0,1	—	71,0	8,32
Правый берег р. Татарки, выше ручья Полуноч- ного 0,3 км	18	5,5	3,3	4,4	3,9	2,2	0,55	0,83	0,05	—	69,87	9,4
Гляциально-морские отложения в обнажениях по правому берегу Енисея												
Бахтинский яр	22	1,2	5,7	9,9	1,0	0,9	1,13	0,9	1,13	1,36	80,55	6,13
Там же	22	—	2,9	1,1	1,8	0,55	1,21	С л е д ы			84,44	8,0
Алинский яр	22	—	—	0,9	2,1	3,65	2,25	0,8	1,25	1,65	79,0	8,4
Марковский яр	22	1,5	3,45	1,15	2,85	5,60	2,35	5,13	1,67	4,50	66,0	5,8
Канготовский мыс	27	5,5	2,4	1,8	1,1	0,81	1,30	0,55	0,8	2,7	74,64	8,4
Правый берег р. Фатъ- янихи, урочище „Чиро- во“	20	—	2,5	1,0	2,50	1,25	2,55	2,50	2,25	2,25	76,5	6,8

Продолжение таблицы 11

продолжение таблицы 1

Местонахождение	Общий объем пробы, в литрах	Выход классов, %										Порис- тость
		валуны	галька			гравий		песок			пыль, глина	
			>100 мм	100 —50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм		
Правый берег р. Бакла- нихи, 1 км ниже устья р. Малой Бакланихи . .	15	—	6,0		2,33	3,5	2,0	0,86	0,66	2,44	72,88	8,0
Правый берег Енисея, около станка Татарское	22	—	7,5	19,4	13,0	6,12	5,5	1,50	С л е д ы		40,38	9,7
Черноостровский яр . . .	8	—	1,25	1,25	3,12	2,85	3,25	1,0	С л е д ы		81,08	6,2
Там же	8	—	—	2,5	2,1	1,35	1,6	0,75	С л е д ы		83,1	8,6
Там же	8	—	—	2,5	6,9	6,87	13,65	10,0	С л е д ы		52,28	7,8
<i>Марино-гляциальные отложения в пределах Енисейской депрессии и низовьях Енисея</i>												
Пупковский яр	20	—	—	2,25	3,6	0,6	1,0	1,25	С л е д ы		31,6	9,7
Толстый Нос	20	—	—	—	2,3	1,65	2,15	0,6	0,25	Следы	34,35	8,7
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья р. То- куреевой	15	—	2,0	0,6	1,4	1,40	2,00	1,4	2,0	0,6	88,9	9,7
Правый берег р. Енисея, 1 км ниже г. Дудинка .	15	—	—	—	4,75	2,60	5,35	1,30	Следы		78,5	7,5

Таблица 12

**Механический состав основного супесчано-суглинистого
материала тазовско-санчуговских отложений**

Местонахождение	Содержание классов, %						
	>3 мм	3 —1 мм	1—0,1			0,1 —0,01 мм	<0,01 мм
			1 —0,5 мм	0,5 —0,25 мм	0,25 —0,1 мм		
Бахтинский яр	—	69,75		24,20		1,64	4,51
Там же	0,50	36,83		46,95		7,09	8,63
"	—	0,50	1,00	5,30	20,60	37,60	35,00
"	—	—	—	2,59	6,67	31,11	59,63
"	—	—	—	18,09	12,05	18,07	51,79
"	—	—	—	7,20	6,11	11,76	74,93
"	—	—	—	9,09	18,50	21,78	50,63
Марковский яр	—	—	—	8,31	10,42	12,20	69,07
Там же	—	—	—	20,51	21,07	24,75	33,67
"	—	—	0,05	1,95	38,90	6,10	3,00
"	—	—	0,05	8,75	81,15	7,25	2,80
Алинский яр	—	—	—	Следы	0,39	39,86	59,75
Там же	—	—	—	0,35	0,61	1,29	97,75
"	—	—	—	0,54	1,27	25,40	72,79
"	—	—	—	0,70	1,78	35,69	61,83
Пупковский яр	—	—	—	9,71	7,96	20,61	61,92
Там же	—	—	—	23,05	62,52	5,25	9,18
"	—	—	—	3,31	18,59	32,59	45,51
"	—	—	—	12,66	15,74	26,02	45,13
"	—	—	—	3,25	28,28	27,04	41,43
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше ручья Току- реева	—	—	—	0,15	7,18	15,26	77,41
Там же	—	—	—	Следы	5,15	16,18	78,67
"	—	—	—	0,20	6,53	14,13	79,14
Правый берег Енисея, 1 км ниже г. Дудинки	—	—	—	0,15	9,13	12,35	78,37
Там же	—	—	—	0,10	8,50	13,20	78,20
Северо-восточная часть Гыданского полуост- рова, по Н. Н. Кула- кову (1953, 1955)	—	—	—	—	—	Преобладает фракция —0,1 +0,001—70—80% до 94%	

У края Средне-Сибирского плоскогорья количество валунов достигает 9%, а иногда и выше. Значительно увеличивается содержание гальки (9—11%), а суммарный процент кластического материала по отношению к общей массе пород поднимается до 20—25%, изредка 30—35%. Отложения приобретают грубый несортированный супесчаный характер.

Минералого-петрографический состав рассматриваемых пород также подвержен определенным (но несколько иным) пространственным изменениям. Петрографическая ассоциация класса—100 +10 мм изменяется по мере удаления от возвышенности Средне-Сибирского плоскогорья и с юга на север. Наиболее богатой она является у южной границы распространения тазовско-санчуговского бассейна (табл. 13).

Петрографический состав обломочного материала тазовско-санчу

Местонахождение	Процент к количеству									
	100—50 мм			50—25 мм						
	траппы	песчаники	туфы	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварциты	кремни	доломиты, известняки

Вблизи края Средне-

Правый берег р. Фатьянихи, 15 км выше ручья Безымянного . . .	100	—	—	38,9	55,5	—	—	—	5,6	—
Правый берег р. Комсы, 1,5 км выше ручья Черемшанки .	58	42	—	37,5	48,5	4,5	0,5	1,0	5,0	3,0
Правый берег р. Верхнего Имбак, 5,2 км выше устья р. Шумной	100	—	—	58,0	39,1	2,3	1,2	—	0,4	—
Правый берег р. Татарки, 0,5 км выше ручья Полудночного .	100	—	—	58,7	29,7	5,88	—	—	5,72	—

Вдоль правого берега

Бахтинский яр .	28,56	42,86	28,58	45,45	36,36	—	5,0	3,5	0,5	—
Там же	50,0	50,0	—	70	20	—	6,5	2,5	1,0	—
Канготовский мыс	85,7	14,30	—	69,63	18,08	6,64	3,5	2,15	0,5	0,5
Правый берег р. Енисея, 3 км ниже ручья Половинного .	50,0	50,0	—	52,38	47,62	—	—	—	—	—
Правый берег р. Фатьянихи, урочище Чирово	100	—	—	61,61	23,11	6,0	2,69	2,0	1,0	3,59
Правый берег р. Бакланихи, 15 км ниже устья Малой Бакланихи . .	50,02	46,98	3,00	61,89	28,36	4,76	0,5	—	—	4,5
Черноостровский яр	100	—	—	71,44	20,56	4,0	—	—	—	4,0
Там же	80	20	—	26,5	62,5	2,5	—	—	—	10,5
Пупковский яр .	90	8,5	1,5	58,0	25,45	3,55	0,5	0,5	3,5	8,5
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья Токуреевой . .	100	—	—	70	5,0	—	—	—	5	20,0

Таблица 13

говских отложений отдельно по каждому классу крупности

подсчитанной гальки												
кислые извер- женные по- рода	25 — 10 мм											
	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварциты	кремни	аргиллиты, алеуриды	доломиты, известняки	контактно- измененные породы	кислые извер- женные по- рода	бокситы	каменный уголь

Сибирского плоскогорья

—	53,06	43,0	—	2,55	—	0,52	0,26	—	—	—	—	0,61
—	33,10	62,90	2,0	1,5	—	0,5	—	—	—	—	—	—
—	45,5	48,5	3,5	0,5	—	2,0	—	—	—	—	—	—
—	50,91	20,65	1,88	2,83	1,83	—	3,77	10,08	8,0	—	—	—

Енисея с юга на север

9,19	34,65	53,8	7,15	—	—	—	—	—	—	2,67	1,73	—
—	38,56	47,16	7,86	2,0	0,67	—	—	—	—	3,25	0,50	—
—	48,2	38,13	7,03	1,0	2,0	0,5	0,13	2,01	—	1,0	—	—
—	57,89	38,59	3,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	52,38	35,8	2,30	2,67	2,35	2,0	1,0	0,60	0,53	—	—	0,37
—	47,0	41,34	4,25	1,19	—	1,5	2,5	1,8	0,2	—	—	0,44
—	68,65	25,36	—	—	—	2,6	2,0	1,33	0,6	—	—	—
—	54,53	21,95	0,76	0,8	0,32	3,0	10,5	4,5	2,5	—	—	—
—	52,0	28,50	1,50	0,50	0,75	3,25	7,50	4,5	1,5	—	—	—
—	68,0	17,2	2,76	—	2,76	1,54	—	7,6	0,14	—	—	—

Помимо трапловых пород, различных габбродиабазов, диабазов, долеритов, оливиновых базальтов, базальтовых и миндалекаменных порфиров и всевозможных песчаников (среди которых много пестроцветных девонских) встречаются серицитовые, хлоритовые, хлоритово-эпидотовые, эпидотово-амфиболитовые сланцы, кварциты, катаклазированный кварц, бокситы и единичные кислые изверженные породы.

Все отмеченные породы, очевидно связанные своим происхождением с Енисейским кряжем, исчезают у подножья Средне-Сибирского плоскогорья и при движении вниз по Енисею. Одновременно появляются совершенно новые, неизвестные в районе Бахтинского яра валуны и гальки аргиллитов, алевроитов и зеленовато-синих карбоновых песчаников, каменного угля, контактно-измененных пород (типа роговиков, яшм и т. д.), синийских доломитов и известняков, желто-бурых песчаников с юрско-меловыми отпечатками фауны.

Примерно также, хотя и несколько менее выразительно, изменяется в пространстве и минералогический состав описываемых отложений.

На юге в районе Оплывного яра (Зубаков, 1956_а) усиленный снос со стороны Енисейского кряжа сказывается не только в более богатом комплексе минералов, но и по наличию разнообразных пироксенов. По мере движения вниз по Енисею минералогическая ассоциация обедняется и несколько видоизменяется (табл. 14). Помимо этого, устанавливается любопытная связь с гранулометрией осадка. Так, более грубые супесчаные отложения (Бахтинский яр) во фракции 1,0—0,1 содержат почти исключительно обломки пород (75—90%), а в более глинистых грунтах последние постепенно исчезают. Вместе с тем заметно повышается окатанность минеральных зерен, их однородность и сортировка.

Весьма любопытен состав глинистых минералов в рассматриваемых породах. В субаэральной самаровской морене они представлены гидрослюдами. В Марковском, Алинском и Черноостровских ярах в гляциально-морских отложениях появляются следы бейделита и монтмориллонита. В низовьях Енисея глинистые минералы представляют смесь в различных пропорциях гидрослюд и бейделлита, а также монтмориллонита. В связи с этим показательно обнаружение в образцах из Пупковского яра свежих зерен глауконита¹.

Спорово-пыльцевые анализы образцов из гляциально-морских отложений у станка Марково (фиг. 7) и из скважины 9, пробуренной около фактории Фарково, показали весьма слабую пылеценность отложений этой толщи. Среди общего состава спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений. Отмечены лишь единичные зерна пыльцы древесных пород, главным образом, кедровой сосны, занесенной в осадки из более южных районов. Споры также не играют существенной роли в спорово-пыльцевых спектрах. Основное значение имеет пыльца кустарниковой березки (*Betula nana*), составляющая 25—55% от суммы всех зерен, а также пыльца травянистых растений, среди которой доминируют злаки. Среди спор преобладает плаунок *Selaginella selaginoides* L., арктические виды плаунов, зеленые и сфагновые мхи.

Во всех образцах встречаются в значительном количестве переотложенные пыльца и споры мелового и третичного возрастов. Аналогичные травянисто-кустарниковые (кустарниковая береза) спорово-пыльцевые спектры получены из разреза Пупковского яра (устное сообщение Зубакова).

¹ Устное сообщение Н. Г. Заикиной.

Таблица 14

Минералогический состав тазовско-санчуговских отложений по фракциям, %

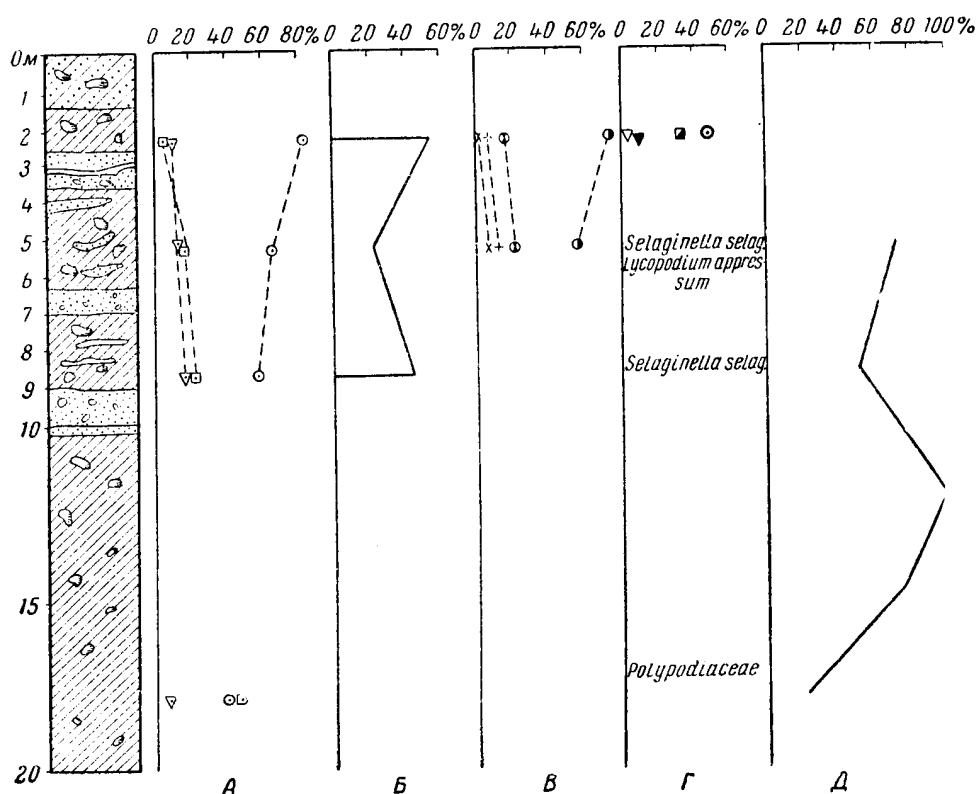
Местонахождение	№ образца	Размер фракции, мм	Тяжелая фракция											
			рудные		окислы железа	пирит	гиперстен	энстатит	авгит	диопсид	клиноцоизит	цоизит	рутил	ставролит
			магне-тит	ильме-нит										
Опльвной яр (по В. А. Зубакову)	—	0,1 —0,01	5,3	7,2	—	38,2— 66,7	3,8— 6,5	Следы	4,3— 15,3	1,8— 5,6	2,0— 3,5	0,4— 0,6	Следы	Следы
Бахтинский яр	Проба 9	1,0 —0,1	—	Следы	—	—	Следы	Следы	—	—	—	Следы	Следы	—
		0,1 —0,01	—	Следы	—	8,15	—	—	—	—	—	—	Следы	—
	Обр. 359	0,1 —0,01	3,0	1,0	—	51,5	10,2	Следы	Следы	—	Следы	—	Следы	—
	Проба 11	1,0 —0,1	—	Следы	—	13,05	—	—	—	—	—	—	Следы	—
Пупковский яр	876	0,25—0,1	4,0	—	11,0	64,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	876	0,1 —0,01	10,0	—	—	59,0	Следы	—	—	Следы	—	—	Следы	—
	884	0,25—0,1	Следы	—	Следы	30,0	—	Следы	—	Следы	—	Следы	Следы	—
	884	0,1 —0,01	6,0	—	—	40,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	873	0,25—0,1	5,5	3,0	1,5	67,0	Следы	—	—	—	—	—	—	—
	873	0,1 —0,01	4,0	2,0	3,0	45,0	Следы	—	—	—	—	—	—	—
	825	0,25—0,1	9,0	—	1,5	60,0	Следы	—	—	—	Следы	—	—	—
	825	0,1 —0,01	2,0	—	5,0	65,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	822	0,25—0,1	10,0	1,0	3,0	29,0	Следы	—	—	—	Следы	—	Следы	—
	822	0,1 —0,01	12,0	—	2,0	42,0	Следы	—	—	—	Следы	—	Следы	—
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токуреева	1941	0,1 —0,01	—	6,6	—	48,5	—	—	—	—	—	—	—	—
	1967	0,1 —0,01	—	23,0	—	51,3	—	—	—	—	—	—	—	—
	1983	0,1 —0,01	—	9,7	—	50,5	—	—	—	—	—	—	—	—

Местонахождение	№ образца	Размер фракции, мм	Тяжелая фракция											
			листвен	везувиан	корунд	оливин	роговая обманка соматовидная	роговая обманка базальтическая	эпидот	турмалин	гранат	циркон	сфен	клинг. листен
Опльвной яр (по В. А. Зубакову)	—	0,1 — 0,01	До 1,1	До 0,5	Следы	До 0,8	4,6—7,8	Следы	1,4—3,4	До 0,9	1,1—0,3	0,9—1,4	0,7—1,0	Следы
Бахтинский яр	Проба 9	1,0 — 0,1	—	—	—	—	Следы	—	9,69	—	Следы	Следы	—	—
	Обр. 359	0,1 — 0,01	—	—	Следы	1,5	4,05	—	70,65	—	—	—	—	—
	Проба 11	0,1 — 0,01	—	—	—	—	4,8	—	5,6	0,9	2,2	0,3	0,5	—
		0,1 — 0,01	Следы	—	Следы	Следы	1,67	—	6,54	—	1,67	—	—	—
Пупковский яр	876	0,25 — 0,1	—	—	—	—	10,0	Следы	1,5	Следы	1,0	—	—	—
	876	0,1 — 0,01	—	—	—	—	6,0	—	Следы	—	Следы	—	0,5	—
	884	0,25 — 0,1	—	—	—	—	55,0	—	1,0	Следы	—	—	—	Следы
	884	0,1 — 0,01	—	—	—	—	30,0	—	4,0	Следы	5,0	2,0	4,0	1,0
	873	0,25 — 0,1	—	—	—	—	4,0	—	2,0	Следы	1,5	—	—	—
	873	0,1 — 0,01	—	—	—	—	9,0	—	1,0	Следы	1,0	—	—	—
	825	0,25 — 0,1	—	—	—	—	3,5	—	Следы	1,0	1,5	—	0,5	—
	825	0,1 — 0,01	—	—	—	—	7,0	—	1,0	—	2,0	—	—	—
	822	0,25 — 0,1	—	—	—	—	13,0	1,0	4,0	1,0	8,0	—	0,5	—
	822	0,1 — 0,01	—	—	—	—	14,0	—	2,0	—	0	1,0	8,0	—
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токуреева	1941	0,1 — 0,01	—	—	—	—	22	—	9,8	1,0	3,5	0,4	Следы	Следы
	1967	0,1 — 0,01	—	—	—	—	15,7	—	5,8	Следы	2,2	0,5	Следы	Следы
	1983	0,1 — 0,01	—	—	—	—	18,3	—	6,9	1,6	2,5	0,5	1,0	1,0

Окончание таблицы 14

Местонахождение	№ образца	Размер фракции, мм	Тяжелая фракция							Легкая фракция			
			кальцит, доломит	биотит	мусковит	зеленая слюда	халорит	уголь	обломки пород	кварц	полевые шпаты	слюда	обломки пород
Опловный яр (по В. А. Зубакову)	—	0,1 —0,01	Следы	—	—	Следы	—	—	—	21,6— 29,2	20,3— 38,4	1,3— 6,9	48,0— 35,0
Бахтинский яр	Проба 9	1,0 —0,1	—	Следы	Следы	—	—	—	90,31	77,62	—	—	22,38
	Обр. 359	0,1 —0,01	17,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Проба 11	0,1 —0,01	5,6	—	—	Следы	—	—	—	—	Не определялись	—	—
		0,1 —0,01	48,91	—	—	—	—	—	75,40	95,52	1,10	—	3,38
Пупковский яр													
	876	0,25—0,1	—	1,0	1,0	—	1,5	Следы	14,0	80,0	13,0	—	7,0
	876	0,1 —0,01	—	—	Следы	0,5	Следы	—	23,0	85	2,0	—	10,0
	884	0,25—0,1	—	Следы	—	—	Следы	Следы	13,0	96,0	1,0	—	3,0
	884	0,1 —0,01	1,0	—	—	—	—	—	17,0	66,0	9,0	7,0	18,0
	873	0,25—0,1	—	Следы	—	—	1,5	—	14,0	73,0	7,0	—	20,0
	873	0,1 —0,01	—	1,0	2,0	—	2,0	—	29,5	66,0	3,0	—	31,0
	825	0,25—0,1	—	1	1,0	—	—	—	22,0	70,0	4,0	—	26,0
	825	0,1 —0,01	—	2,0	—	—	—	—	16,0	11,0	8,0	—	51,0
	822	0,25—0,1	—	6,0	1,0	—	1,0	—	10,0	83,0	4,0	14,0	19,0
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токуреева	1941	0,1 —0,01	3,2	1,0	2,0	—	—	—	2,0	46,6	20,5	2,9	30,0
	1967	0,1 —0,01	1,5	—	—	—	—	—	—	71,0	21,2	—	7,8
	1983	0,1 —0,01	7,5	—	0,5	—	—	—	1,0	56,6	20,0	3,4	20,0

Весьма сходный палинологический комплекс выявлен Л. В. Голубевой (1957) из синхронных отложений в низовьях Оби. Списки семенной флоры, проводимые в 1951 г. Г. А. Балуевой из санчуговских отложений, также весьма бедные, причем, кроме большого числа мегаспор *Selaginella selaginoides* L., орешков *Betula* cf. *pubescens* Ehrh, остатков *Fungi*,



Фиг. 7. Спорово-пыльцевые диаграммы тазовско-санчуговских гляциально-морских пород Марковского яра:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы *Betula nana*, В—пыльцы травянистых растений, Г—спор, Д—переотложенных пыльцы и спор. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Bryales, *Sphagnum* sp., все остальные формы исключительно водные: *Helecharis palustris* R. Br., *Scirpus silvaticum* L., *Ranunculus aquatilis* L., *Nasturtium palustre* D. C., *Comarum palustre* L., *Menyanthes trifoliata* L. и т. д.

Для санчуговских отложений в низовьях Енисея, в бассейне нижнего и среднего течения р. Агапы, в северо-восточной части Гыдана, по данным Куликова, Ломаченкова и Троицкого (1953—1955), имеется весьма скудная спорово-пыльцевая характеристика. Кроме того, отмечается определенная «неустойчивость» спорово-пыльцевого спектра, выражающаяся в резких колебаниях процентного соотношения древесных, травянистых и спор, а также и общего содержания микроостатков. С аналогичным явлением встретилась Е. В. Коренева при анализе 14 образцов, взятых последовательно снизу вверх из санчуговских отложений в обнажении правого берега Енисея, в 10 км выше Усть-Порта.

Все это, вместе взятое, при наличии большого числа переотложенных мезозойских форм не позволило Е. В. Кореневой сделать определенный

вывод как о характере растительности, так и о палеоклимате. То же самое о результатах спорово-пыльцевых анализов из санчуговских осадков бассейна р. Большой Хеты отмечала в 1957 г. В. С. Волкова. Она писала, что «состав пыльцы не всегда хорошо выдерживается и вряд ли характеризует истинную климатическую обстановку в районе».

Действительно, в тех образцах, которые вообще содержат пыльцу, в древесной части спектра преобладает пыльца сосны, отличающаяся, как известно, высокой летучестью, а также встречаются зерна пыльцы дуба, бука и граба. В *in situ* указанных микрофлористических остатков можно с большим основанием сомневаться. Остальная часть спорово-пыльцевого спектра представлена березой (возможно, карликовой), ольхой и ивой, с примесью в некоторых образцах пыльцы ели. Последние в совокупности с травянистыми растениями—злаками, полынями, бобовыми и некоторыми другими, а также спорами мхов почти полностью воспроизводят спорово-пыльцевые комплексы района Марково, Пупково и т. д., охарактеризованные выше.

Таким образом, палеоботанические данные свидетельствуют о том, что во время тазовского оледенения господствовали суровые климатические условия. Тем не менее растительность тундрового типа существовала в непосредственной близости от описываемого района. Это является, по нашему мнению, весьма существенным доказательством небольшого распространения активных ледяных покровов. Последние, по-видимому, существовали только на окраине Средне-Сибирского плоскогорья.

Прибрежно-морские, дельтовые и аллювиальные отложения— $al+lm Q_2^{2t+s}$ образуют в пределах Енисейской депрессии непрерывный ряд фациально замещающихся с юга на север осадков.

В южной половине исследованного района они представлены аллювием четвертой надпойменной террасы. В обнажениях правого берега Енисея против станка Чулково, в 5—6 км выше станка Верхне-Имбатского вскрываются пески серовато-желтые, существенно кварцевые, мелко-тонкозернистые, хорошо отсортированные.

Гранулометрический и минералогический состав их приведен в табл. 15 и 41.

Таблица 15
Гранулометрический состав аллювия четвертой надпойменной террасы Енисея

Местонахождение	Содержание классов, %		
	1—0,1 мм	0,1—0,01 мм	<0,01 мм
Правый берег Енисея, против станка Чулково	95,41	2,43	2,16
Там же	96,36	2,61	1,03
Правый берег Енисея, 5 км выше станка Верхне-Имбатское	94,35	3,65	2,00
Там же	97,15	1,75	1,10

В породе широко развита волнисто-горизонтальная слоистость, обусловленная полосчатым ожелезнением, чередованием разнотонного и гравелистого песка, супесей, реже суглинков, присыпками растительного детрита. Границы слоев четкие, резкие, прямолинейные. В обнажении против станка Чулково в песках была обнаружена фауна, определенная как *Pisidium* sp., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium scaldianum*, *Valvata* sp., *Radix* sp., *Stagnicula* sp. и т. д.

К северу характер осадков изменяется. Показательным в этом отношении является разрез Черноостровского яра, на правом берегу р. Енисея, 0,2 км ниже впадения р. Стрельной (фиг. 3 и 5). Снизу вверх здесь вскрываются:

Мощность, м
(видимая)

1. Пески серовато-желтые, существенно кварцевые, разно-мелкозернистые, линзовидно переслаивающиеся с галечниками, залегают на суглинках тазовско-санчуговского возраста. Контакт четкий. 1,5—2,0
2. Пески серые, разнозернистые, их механический состав приводится в табл. 16.

Таблица 16

Механический состав песков (слоя 2), вскрывающихся в Черноостровском яру, правый берег Енисея

№ образца	Фракция, %					
	>2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм			0,1—0,01 мм
			1—0,5 мм	0,5—0,1 мм	0,25—0,01 мм	
1	—	—	—	3,82	39,46	35,65
2	—	—	—	0,83	5,43	38,17
3	—	—	—	2,56	5,62	32,43
4	—	—	—	0,12	6,39	53,71
5	—	—	—	10,68	31,28	30,91
6	—	—	—	0,31	75,35	17,40
7	—	—	—	0,26	37,75	19,78
8	—	0,10	1,55	32,75	61,50	2,00
9	—	1,25	10,35	38,65	43,65	2,65
10	—	13,62	—	83,70	—	1,52
11	2,68	12,82	—	80,50	—	1,14
12	—	—	—	92,54	—	5,00

В минералогическом отношении породы преимущественно кварцево-полевошпатовые (60—70%) и наряду с пироксенами (15—20%) содержат эпидот, до 6—7%, значительное количество гидрослюд, монтмориллонит и бейделлит (см. табл. 41).

Описываемые осадки обладают прекрасно выраженной и разнообразной слоистостью, закономерно изменяющейся вверх по разрезу. Мощность всей толщи 22—25 м.

В нижней части преобладает волнисто-изогнутая слоистость при почти полном отсутствии горизонтальной. Наблюдается частая смена направлений, наклона слойков, придающая слоистости «перистый» вид, встречается мелкая, вогнутая, волнистая, иногда симметричная слоистость, напоминающая «рябь мелководья». Косые серии маломощные (не более 0,2—0,5 м), форма слойков в них криволинейно-изогнутая, выполаживающаяся к их основанию, с максимальными углами наклона 10—12°.

Гравийный материал, встречающийся в толще песков, хорошо окатан. В песках встречаются обломки морской фауны. Наличие последней и характер слоистости позволяют высказать предположение о дельтовом прибрежно-морском генезисе нижней части песчаной толщи (фиг. 8).

Вверх по разрезу слоистость песков коренным образом изменяется. Последняя характеризуется преимущественным развитием мощных (до 3—5 м) косослоистых пачек, резко и несогласно срезающихся горизонтальными и волнистыми сериями.

В косослоистых пачках наклон прямолинейно-вогнутых слойков достигает 45—60°, наблюдаются линзочки гравия и мелкой гальки, а также встречаются пресноводная фауна *Sphaerium corneum* L., *Pisidium amnicum* Möll., *Planorbis planorbis* L., *Valvata* sp. и т. д. Осадки эти, несомненно, речного, скорее всего дельтового типа (Сб. «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация», под редакцией Жемчужникова, 1940).



Фиг. 8. Прибрежно-морские или дельтовые пески, содержащие обломки морских раковин. Черноостровский яр.

Таким образом, в районе Черноостровского яра наблюдается сочленение аллювиальных и прибрежно-морских фаций. По-видимому, только что описанные осадки, а также аналогичные разнотернистые пески с гравием и галькой, слагающие хребет Толстый Нос (р. Нижняя Банха), являются отложениями обширной енисейской дельты, существовавшей на этом месте в конце тазовско-санчуговского времени (фиг. 9, 10).

Берег моря находился в это время где-то в верховьях р. Турухана (р. Вымская и Маковская) и низовьях Енисея, где синхронными отложениями являются отмеченные выше слоистые пески с фауной и лепешковидными конкрециями.

На р. Турухане осадки этого бассейна представлены слоистыми разнотернистыми песками с гравием, галькой и единичными валунами. В этих отложениях Ю. А. Лаврушин (Архипов, Лаврушин, 1957₁) обнаружил целые экземпляры и многочисленные обломки раковин. В составе фауны, определявшейся М. А. Лавровой, преоблада-



Фиг. 9. Аллювиальные, дельтовые (?) осадки, перекрывающие прибрежно-морские пески, показанные на фиг. 8. Черноостровской яр.



Фиг. 10. Аллювиальные осадки, содержащие пресноводную фауну. Черноостровской яр.

дают арктические виды, среди которых отмечаются *Portlandia arctica* Gray, *Trophonopsis clathratus* Linne., *Sipho* sp. (*curtus*?), *Astarte crenata* Gray, *Astarte montagui* Dillw. f. *striata* Leach. Кроме того, встречены два арктическо-бореальных вида: *Margarites helicines* Phipps., *Macoma baltica* Linne и космополитический вид *Saxicava arctica* Linne. Места обитания всей этой фауны приурочены к зоне верхней сублиторали, т. е. глубинам не свыше 40 м (Гаевская, 1948). Присутствие *Saxicava arctica* Linne, *Macoma baltica* Linne *Portlandia arctica* Gray и небольшие размеры большинства раковин указывают на определенное опреснение вод. Поэтому экологическая характеристика фауны и литология вмещающих ее отложений позволяют отнести рассматриваемые породы к прибрежно-морским образованиям. Они отличаются своим литолого-фациальным составом от подстилающих глинисто-суглинистых пород тазовско-санчуговского возраста (санчуговских слоев В. Н. Сакса), но связаны с ними постепенным литологическим переходом, кроме того, по составу фауны описываемые осадки, несомненно, ближе к санчуговским, чем к казанцевским отложениям. По нашему мнению, они являются отложениями регрессивной фазы санчуговского бассейна.

Возвращаясь снова к разрезу Черноостровского яра, любопытно отметить значительное поглубение верхов аллювиальной свиты четвертой надпойменной террасы. В песчаной толще появляются прослои и линзы галечников, а также (что особенно интересно) наблюдается невыдержанный прослой морено-подобной песчаной комковатой супеси желтовато-бурого цвета. Обломочный материал, содержащийся в ней, разноокатан, довольно беспорядочно разбросан по слою и состоит из траппов, различных песчаников, реже доломитов, кремней и т. п. В породе отмечается грубая косая и волнистая слоистость, обусловленная прослоечками песка. В горизонтальном направлении супесь переходит в пески и даже галечники.

Аналогичные мореноподобные осадки довольно часто встречаются в толще аллювия пойменной террасы, имея, разумеется, аллювиальное происхождение (Алешинская, Архипов, Лаврушин, 1958). Более того, непосредственные наблюдения (Архипов, Лаврушин, 1958) показали, что мореноподобные образования формируются и в настоящий момент, особенно в низовьях Енисея, за полярным кругом, являясь своеобразной фацией енисейского аллювия. Очевидно, и в данном случае наблюдается именно эта фация аллювия. Кроме того, в это время со стороны Средне-Сибирского плоскогорья в долину Енисея, по-видимому, в значительном количестве, поступал грубый обломочный материал, выносимый флювиогляциальными потоками таявшего тазовского ледника.

Спорово-пыльцевые анализы, проведенные Е. В. Кореневой из отложений четвертой надпойменной террасы Енисея, вскрывающихся в обнажении правого берега реки в 10 км выше станка Верхне-Имбатского, показали в целом их весьма слабую пыленосность¹. Верхние слои, по-видимому, покровных и пойменных отложений содержали лишь единичные зерна трав и древесных растений и только в нескольких образцах из низов аллювиальной толщи оказалось довольно много пыльцы и спор. В спорово-пыльцевых спектрах преобладают травы (*Artemisia*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Ericaceae*), до 57—61 %, меньше древесных — 18—29 % и спор — 14—23 %. Среди древесных пород преобладает *Pinus sibirica*, присутствуют ель, пихта, ольха и древесная береза. Вместе с тем отмечается высокий процент (20—24 %) содержания кустарниковой березы. Среди спор встречаются *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella selaginoides* L.

¹ Образцы представлены В. А. Зубаковым.

Флювиогляциальные осадки $fglQ_2^{2t+s}$ пользуются незначительным развитием в области Енисейской депрессии. Отдельные незначительные и маломощные пятна слоистых суглинков с прослоями песков и мелких галечников появляются лишь с приближением к Средне-Сибирскому плоскогорью.

Небольшие поля ленточных глин и слоистых суглинков отмечаются у мыса Кангатовского, в Бахтинском яру, по р. Фатьянихе в 10—15 км ниже Карских ворот и т. д. Они являются, по-видимому, отложениями небольших озер, образовывавшихся в местах временного скопления мертвых льдов. Значительное распространение флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения получают на приподнятых массивах Лобового материка и Келлог-Теульческого вала (Енисей-Дубчес-Елогуйское междуречье). Возраст их не совсем ясен. Возможно они относятся к самаровскому оледенению, или может быть связаны с тазовским похолоданием при условии возникновения на возвышенностях небольших снежно-фирновых полей.

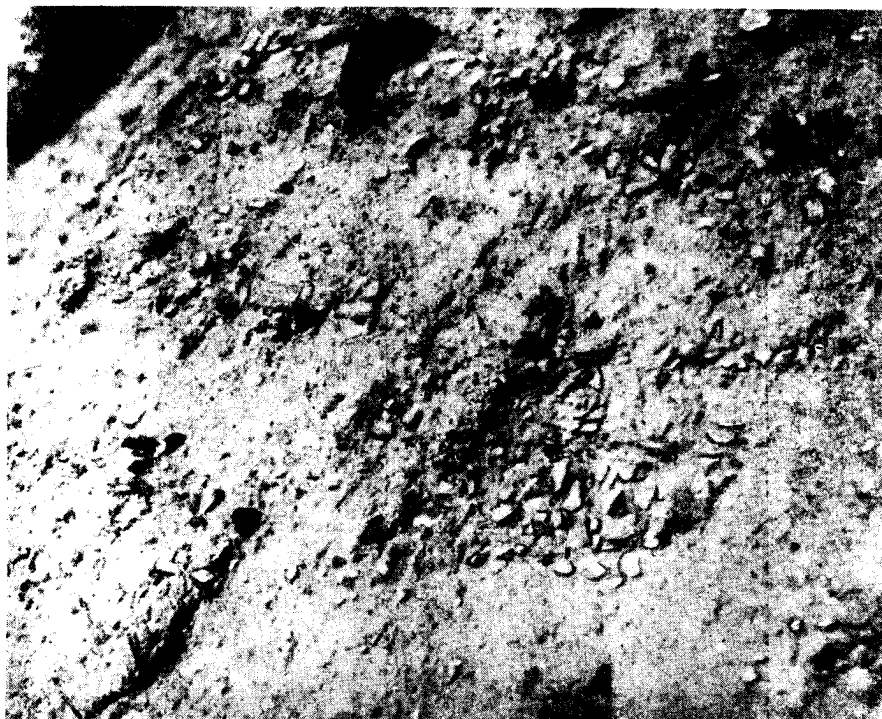
Растаивание этих ледничков в конце тазовско-санчуговского времени обусловило значительный сток талых вод в соседнюю пониженную Енисейскую депрессию. Следы этой эрозионной деятельности флювиогляциальных потоков широко распространены на Лобовом материке.

Широкие с пологими бортами и плоскими днищами ложины стока прослеживаются по верховьям рек Нижней Баихи, Пакулихи, Артюгиной и т. д. Сток по ним талых вод происходил довольно продолжительное время, на что указывают две хорошо сохранившиеся и описанные Ю. А. Лаврушиным в 1955 г. террасы, а также значительная, до 10—15 м, мощность слагающих их осадков. Это—разнозернистые пески и галечники с весьма разнообразной сортировкой и гранулометрическим составом. Спорно-пыльцевые спектры, полученные из образцов, отобранных из описываемых отложений в обнажении правого берега р. Артюгиной выше р. Лужки (0,1 км), состоят, по данным Е. В. Кореновой, также в основном из пыльцы кустарников и трав (54%) при наличии древесных не свыше 27% и спор (19%). Среди древесных отмечаются ель, ольха, ива и древесная береза. Вместе с тем присутствует (до 35%) карликовая береза. Среди трав преобладают полыни, отмечаются злаки. Из споровых устанавливаются *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Bryales* и *Lycopodium alpinum*. В списке семян из отложений того же обнажения М. Г. Кипиани указывает: *Fungi*, *Chara*, *Selaginella selaginoides*, *Bryales*, *Sphagnum*, *Larix* sp., *Picea* sp., *Potamogeton* sp., *Alismataceae*, *Gramineae*, *Heleocharis palustris*, *Carex* sp., *Cyperaceae* gen., *Betula* sp., *Urtica* sp., *Polygonaceae* gen., *Chenopodiaceae* gen., *Caryophyllaceae* gen., *Ranunculus* sp., *Papaveraceae* (cf. *Papaver*), *Nasturtium palustre*, *Cruciferae* gen., *Potentilla* cf. *nivea*, *Potentilla anserina*, *Umbelliferae* gen., *Primulaceae*, *Menyanthes trifoliata*, *Valeriana* sp., *Taraxacum* (cf., *Chondrilla*) *Compositae* gen. и т. д.

Приведенные списки растительных остатков показывают, что в период формирования четвертой надпойменной террасы Енисея рассматриваемая территория начала осваиваться древесной растительностью.

По долинам рек произрастали заросли ольхи, ивы, березы и т. д. Местами, по-видимому, могли существовать острова сосново-березового леса с примесью ели и пихты, чередовавшиеся с моховыми болотами, поросшими ерником — кустарниковой березкой. В целом, вероятно, господствовали тундрово-лесотундровые открытые ландшафты. Климатические условия были несколько мягче, чем в период формирования гляциально-морских отложений. В то же время чувствуется усиление сухости климата по преобладанию среди трав полыней, лебедовых и т. п.

Конец среднего плейстоцена, по-видимому, совпадает с началом широкого расселения в исследованном районе мамонтового комплекса млекопитающих. Об этом свидетельствуют найденные Ю. А. Лаврушиным в верховьях р. Артюгиной в описанных флювиогляциальных осадках остатки зубов *Elephas primigenius* Blum (определение Э. А. Вангенгейм).



Фиг. 11. Валунные суглинки максимального оледенения в обнажении левого берега р. Фатьянихи в 0,1—0,15 км ниже скал «Монахи».

По западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья и в области Приенисейской предгорной равнины среднеплейстоценовые отложения представлены главным образом нерасчленяющимися гляциальными образованиями максимального оледенения предположительно суммирующими в единую толщу тазовский и самаровский горизонты. Последние сплошным, но сильно эродированным чехлом перекрывают междуречные пространства, спускаются в современные долины рек, закрывают склоны и вершины невысоких горных останцев и полностью или частично выполняют разделяющие их эрозионные и эрозионно-тектонические депрессии. Поэтому наиболее полные разрезы их вскрываются там, где современная речная сеть унаследует свои древние долины. В нижнем течении р. Нижней Тунгуски и по ее притокам, рекам Летней, Северной, Грямячей, по р. Сухой Тунгуске и ее притокам, в бассейне р. Мироедихи, Фатьянихи, Комсы, Бахты и т. д. (фиг. 11) описываемые отложения вскрываются в цоколе речных террас и нередко ложатся на доледниковые древнечетвертичные пески и галечники.

Моренные нерасчлененные отложения максимального оледенения — $gl\ Q_2^2$ обычно представлены однотонной толщей серых с коричневатым оттенком суглинков с беспорядочно рассеянным обломочным материалом. По мере движения в горы гляциальные

осадки залегают на все более высоких отметках, но, по-видимому, не поднимаются выше 500 м. Одновременно в том же направлении происходит сокращение их мощности соответственно с 60—80 м в пределах предгорной равнины, 30—35 м по окраине плоскогорья, до нескольких метров в глубине гор.

В глубине Енисей-Нижнетунгусского междуречья, в области 400—700 м ступени Средне-Сибирского плоскогорья, рыхлые четвертичные породы вообще имеют незначительное распространение.



Фиг. 12. Флювиогляциальные пески (1) и галечники (2) конца максимального оледенения в верховьях р. Татарки.

Кроме того, они обычно приурочены к долинам рек, где моренные отложения сильно переработаны эрозионно-солифлюкционными процессами и, видимо, поэтому относятся многими геологами Эвенкийской экспедиции к аллювиальным образованиям самого различного возраста. Тем не менее эти же геологи отмечают и многочисленные следы максимального оледенения в виде валунных суглинков и флювиогляциальных галечников, залегающих как на водоразделах — горах Отдельный Камень, Иньэт-Янь, так и спускающихся в долины рек. В области предгорной равнины удастся наблюдать расчленение единой толщи валунных суглинков на два горизонта линзовидными прослоями ленточных глин, песков и супесей. Одним из наиболее интересных объектов является разрез, вскрытый линией шурфов на левом берегу р. Летней в 1,4 км от ее устья. Горные выработки заданы здесь по склону коренного берега высотой до 70 м (абс. отметки 85—90 м). Рыхлые четвертичные отло-

жения вложены в глубокую эрозионно-тектоническую депрессию, вытянутую вдоль северо-северо-восточного края Летненского массива, к которой приурочены современные реки Нижняя Тунгуска и Летняя. Разрез приводится по данным Туруханской экспедиции с некоторыми дополнениями после личного ознакомления автора с указанной линией шурфов в 1954 г.

	Мощность, м.
1. Растительный слой	0,2
2. Глина темно-серая, песчаная, оскольчато-щебневатая, с беспорядочно рассеянной галькой и валунами до 200—500 мм	2,0
3. Линзовидное переслаивание глин, аналогичных слою 2, песков грязно-серых, глинистых, гравийников и галечников	12,0
4. Супесь темно-серая, песчаная, оскольчато-щебневатая, с большим количеством гравия и мелкой гальки	4,0
5. Суглинок грязно-серый с валунами до 28% и галькой до 5%	9,0
6. Галечниково-валунные отложения с гравием и песком (валунов 30%, гальки 40%). Валуны слабо окатаны, представлены габродиабазами	12,0
7. Песок с прослоями суглинков (ила), темно-серый, с галькой и валунами до 10%	5,0
8. Переслаивание песка косослоистого и глин (илов); вниз по слою преобладание глин	9,0
9. Супесчаные темно-серые отложения, состоящие из ила — 12%, гравия — 15%, песка — 50%, гальки — 21% и валунов — 2%	11,0
10. Суглинки (илы) темно-серые с валунами и галькой	4,0

Суглинки залегают на неровной поверхности девонских песчаников на отметке около 15 м.

Внутриморенные осадки слоя 8 отлагались, скорее всего, в приледниковом озере. Это доказывается их литологическим обликом и тесной генетической связью с гляциальным комплексом отложений. Отсутствие в них четвертичных спор и пылицы и обилие переотложенных третичных и мезозойских микрофлористических остатков (как и в валунных суглинках) также подчеркивает их ледниковое происхождение. Хронологически с большой долей условности их можно рассматривать в качестве аналогов интерстадиальных мессовско-самбургских отложений, развитых в области Енисейской депрессии. По-видимому, они являются свидетелями значительной деградации максимальных ледников в горах в интростадиальное время и определенных изменений в условиях накопления основных морен. В доледниковых депрессиях могли возникнуть приледниковые озера, в которых формирование грубых пород сменялось накоплением более тонких слоистых осадков. В результате в монотонной толще отложений появлялись линзы осадков иного литологического облика, но генетически родственные основной массе пород. Процесс ледниковой аккумуляции не прерывался, а лишь несколько видоизменялся. На плоскогорье следами этого процесса, быть может, можно считать определенную неоднородность моренной толщи, состоящей как бы из двух-трех самостоятельных прослоев. Это можно наблюдать, например, в разрезе правого берега р. Комсы, в районе высоты 161 м.

	Мощность, м
glQ ₂ ² 1. Супесь серая, желтовато-бурая, песчаная, плотная, с линзами разнозернистого песка, с беспорядочно разбросанными галькой и валунами, среди которых много хорошо отполированных, с ледниковой штриховкой, утюгообразной формы и т. д. Видимая мощность	7,0
glQ ₂ ² 2. Суглинок темно-серый, песчаный, грубый, оскольчато-щебневатый с большим количеством валунов, диаметром 100—200 мм и отдельных до 500—1000 мм, главным образом траппов, различных песчаников, кремнистых и карбонатных пород	12,5—12,8
3. Глина серая песчаная, очень плотная с большим количеством гравия и гальки	4,9

		Мощность, м
glQ_2^2	4. Суглинок, аналогичный слою 2	6,0
"	5. Супесь, аналогичная слою 1, но более тонкая. пылеватая, с мелким обломочным материалом. Подошва слоя резко неровная	1,1
$fglQ_2^2$	6. Песок грязно-серого цвета кварцевый, с большим количеством темноцветных минералов, разномерный, косо-слоистый	2,5
"	7. Галечник желтовато-ржавого цвета, состоящий из галек и валунов диаметром до 500 мм, с преобладанием 50—100 мм, в основном траптов (55—60%), различных песчанников (30—35%), аргиллитов, силицитов, туфов, кварца в сумме до 10%.	0,6
$l+alQ_2^{1-2}$	8. Глина серовато-синяя, плотная, иловатая, горизонтально-слоистая с растительными остатками. Кровля глин резко эродирована. Видимая мощность	2,5 м.

Таким образом, расчленение среднеплейстоценовых ледниковых отложений в пределах Приенисейской предгорной равнины, а тем более в горах Енисейско-Нижнетунгусского междуречья чрезвычайно затруднено и без специальных детальных исследований с применением шурфовых и буровых работ практически неосуществимо. Относить же всю эту толщу пород мощностью в предгорьях до 70—80 м целиком к тазовской стадии максимального оледенения фактически неверно.

Флювиогляциальные отложения— $fglQ_2^2$ формируют обширные поля в пределах Енисей-Сухотунгусского, Сухотунгусско-Летненского и других междуречий и по широким ложинам стока, занятым современными верховьями рек Татарки, Девятихи, Бакланихи, Средней и т. д., переходят в пределы восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Они перекрывают с некоторым врезом гляциально-морские тазовско-санчуговские породы и фациально замещаются в долине Енисея аллювием четвертой надпойменной террасы.

Представлены флювиогляциальные отложения желтовато-серыми и серыми разномерными песками с линзами и прослоями галечников и гравийников (фиг. 12). В табл. 17 приведен общий гранулометрический состав пород по данным ситового анализа, а в табл. 18—отдельно механический состав песков.

Таблица 17
Общий гранулометрический состав флювиогляциальных отложений максимального оледенения по западной окраине плоскогорья

Местонахождение	Выход классов, %								Пористость
	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	<0,25 мм	
Северо-западнее оз. Каменного, гряда 216	2,0	5,0	2,2	2,0	2,0	3,5	4,0	59,8	20
Левый берег ручья Елового, 15 км ниже истока	3,5	4,2	1,9	3,0	2,5	4,4	6,0	52,5	22

Как видно, рассматриваемые отложения, хотя и отличаются значительной грубостью, но обладают достаточной однородностью и сортировкой. В естественных обнажениях удается наблюдать всевозможную то грубую, то тонкую косую и горизонтальную слоистости. Вместе с тем в отличие от типично аллювиальных енисейских осад-

ков они не содержат иловых прослоек, растительной сечки и типично русловой диагональной слоистости.

Флювиогляциальные отложения по окраине Средне-Сибирского плоскогорья приурочены к межгорным впадинам и поэтому прослеживаются обычно по долинам современной речной сети. Они формируют один или

Таблица 18

**Механический состав флювиогляциальных песков
с междуречья рек Сухой Тунгуски и Енисея**

Местонахождение	Выход классов, %			
	3—1 мм	1—0,1 мм	0,1 —0,01 мм	<0,01 мм
Северо-западнее оз. Каменного. гряда 216	0,11	78,08	17,38	4,43
Левый берег ручья Елового, 15 км ниже истока . . .	0,19	68,31	20,75	10,75

два уровня флювиогляциальных террас, сопоставимых, по-видимому, с четвертой и отчасти третьей надпойменными террасами Енисея.

В долине Нижней Тунгуски к ним относятся, возможно, «террасы», найденные рядом исследователей на отметках 240—260—280—320 м.

В долине р. Фатьяники флювиогляциальные галечники отмечаются в районе Зеленого мыса, Большого Порога и т. д. на отметках 180—220 м.

Несомненно, синхронные отложения имеются и по рекам Комсе, Нижнему Имбаку, Бахтинке, Бахте, Сухой Тунгуске, Большой Сиговой, Сохатиной и т. д.

Флювиогляциальные осадки в горах значительно грубеют и представлены в подавляющей своей массе галечниками.

Геологами Эвенкийской экспедиции (1955 г.) установлены на поверхности столовых гор с отметками 500—600 м поля мезозойских пород.

Эти чрезвычайно важные и любопытные данные свидетельствуют, быть может, о том, что максимальное оледенение в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья носило не покровный, а полупокровный долинный характер, причем оно было обусловлено особенностями доледникового рельефа—значительной расчлененностью столовой страны. Плоские вершины гор с отметками 500—600 м и выше могли быть почти полностью лишены снежно-ледникового покрова. Снег сдувался с открытых высоких пространств и усиленно аккумуляровался в межгорных западинах рельефа. С этим, быть может, и связано отсутствие, как отмечалось выше, следов морены в горах выше 450—500-метровых отметок на плоских вершинах гор и приуроченность их к днищам депрессий и их склонам.

Вещественный и гранулометрический состав описанных гляциальных отложений приводится в табл. 19, 20, 38 и 39. Данные ситовых анализов валунных суглинков показывают, что количество грубого валунного материала в морене достигает 25—35%. Пылевато-глинистая часть породы составляет от 31 до 73%, песок до 10% и мелкий щебень до 5—7%.

Валуны и галька плохо окатаны, преобладают классы I и II, встречается щебенка. Некоторые разности траппов дают незначительный процент округлой, псевдоокатанной гальки.

Таблица 19

98

Петрографический состав обломочного материала в перечисленной моренной толще максимального оледенения раздельно по каждому классу крупности

Местонахождение	>200 мм			200—100 мм							100—50 мм						
	траппы	песчаники	доломиты	траппы	песчаники	туфы	кремни	доломиты	кварц	аргиллиты	траппы	песчаники	туфы	кремни	кварц	аргиллиты	доломиты
Нижняя Тунгуска—Голый яр	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	93,3	—	—	—	—	—	6,7
Татарка:																	
12 км ниже истока . . .	9,09	72,73	18,18	—	68,44	—	5,26	15,78	10,52	—	8,96	65,40	—	14,28	—	—	11,42
10 км выше устья ручья	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	—	50
Северного развилка . .	—	—	—	50	50	—	—	—	—	—	27,27	68,19	—	4,54	—	—	—
Там же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Фатьяниха:																	
в устье ручья Порожно-	100	—	—	65,3	28,9	0,9	2,15	—	0,5	2,25	51,32	31,19	1,16	1,05	1,0	14,28	—
го	90	10	—	49,16	31,26	1,16	—	—	1,3	17,12	39,87	40,1	2,13	0,9	0,6	16,40	—
Скалы „Монахи“	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Местонахождение	50—25 мм								25—10 мм						
	траппы	песчаники	туфы	кремни	кварц	доломиты	аргиллиты	контак- то-изме- ненные по- роды	траппы	песчаники	доломиты	кремни	кварц	аргиллиты	контакто- изменен- ные поро- ды
Нижняя Тунгуска—Голый яр	69,75	11,63	—	—	2,33	16,29	—	—	62,65	31,03	6,32	—	—	—	—
Татарка:															
12 км ниже истока . . .	16,41	64,17	—	5,97	2,98	10,47	—	Следы	23,7	59,4	6,10	1,66	0,55	—	4,44
10 км выше устья ручья	45,44	40,94	—	—	—	13,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Северного развилка . .	35,3	64,7	—	—	—	—	—	—	35,58	54,0	—	7,27	1,05	—	2,09
Там же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Фатьяниха:															
в устье ручья Порожно-	55,67	40,21	1,2	—	—	—	1,42	1,50	48,1	39,16	—	1,6	1,2	7,54	2,40
го	51,62	39,87	2,19	—	1,9	—	4,42	—	39,3	51,4	—	2,9	3,5	1,0	1,9
Скалы „Монахи“	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 20

Гранулометрический состав нерасчлененной моренной толщи максимального оледенения на окраине Средне-Сибирского плоскогорья

Местонахождение	Объем поро- ды, литрах	Выход классов, %											Пори- стость
		валуны		галька			гравий		песок			пыль и глина	
		> 200 мм	200 — 100 мм	100 — 50 мм	50 — 25 мм	25 — 10 мм	10 — 5 мм	5 — 2 мм	2 — 1 мм	1 — 0,5 мм	0,5 — 0,25 мм	< 0,25 мм	
Правый берег реки Татарки, 5,2 км выше устья реки малой Татарки	15	21,3	8,1	0,67	2,0	1,0	0,5	0,33	0,2	1,15	0,76	44,89	9,1
Левый берег Татарки, около 10 км выше устья ручья Северного развилка	15	—	6,6	4,66	3,3	2,0	0,67	0,68	2,35	1,82	2,15	66,32	9,4
Левый берег Татарки, около 10 км выше устья ручья Северного развилка	13,5	—	7,3	4,4	3,7	Сле- ды	0,22	0,14	2,12	0,93	1,15	72,64	7,4
Левый берег Татарки, 12 км ниже истока	15	18,6	10,0	4,0	3,3	5,3	2,66	1,33	5,2	3,86	0,94	36,01	8,4
Река Фатьяниха. Правый берег ручья Порожного, 1,5 км выше устья	9	5,8	8,5	3,40	2,51	1,46	3,01	1,56	0,74	0,95	4,32	58,25	9,5
Правый берег Фатьянихи, 1,8 км ниже скал „Мо- нахи“	41	20,8	11,3	4,67	5,9	5,3	2,09	1,56	0,75	0,24	0,56	30,53	16,3
Нижняя Тунгуска—Голый яр	20	—	11,0	4,0	5,0	3,5	2,5	2,7	2,0	1,5	2,5	56,8	8,5

Петрографический состав кластического материала (табл. 19) сходен с данными, приведенными в 1955 г. А. П. Степановым. В нем главную роль играют траппы и песчаники, причем местами последние даже преобладают. Показательно также обогащение морены местными породами: аргиллитами и контактно-измененными в бассейне р. Фатьянихи, доломитами по р. Татарке, туфами в долине р. Нижней Тунгуски и т. д.

Абсолютное содержание этих галек и валунов от общего объема проанализированных проб также показывает обогащение морены максимального оледенения породами Средне-Сибирского плоскогорья по сравнению с гляциальными горизонтами Приенисейской части Западно-Сибирской низменности (табл. 20).

Минералогические анализы (табл. 37) выявляют в составе песчаной фракции суглинков кварц, питонит, полевые шпаты, значительное присутствие кальцита, меньше эпидота и магнетита, а также следы цеолитов, граната и рутила.

Флювиогляциальные пески и галечники на Енисей-Сухотунгусском междуречье имеют тот же кварц—пироксенит-полевошпатовый состав, что и валунные суглинки этого района (табл. 39).

Таким образом, основным поставщиком дезинтегрированного материала при формировании валунных суглинков были траппы и палеозойские породы Средне-Сибирского плоскогорья. Значительное содержание кварца и спорадически отмечающиеся следы редких по существу акцессорных минералов: циркона, рутила, сфена, шпинели, золота и т. д. попали в морену из мезозойских отложений, широко развитых до оледенения по западной окраине плоскогорья. Кроме того, частично, а тем более в виде следов, такие минералы, как цеолиты, титанистые, амфиболы, несомненно, происходят из тех же палеозойских пород.

Только что приведенная трактовка генезиса и возраста антропогенных отложений в пределах Енисей-Нижнетунгусского междуречья находится в резком противоречии с представлениями группы геологов Эвенкийской экспедиции ВАГТа.

По мнению А. П. Степанова, В. Л. Фишера, Л. В. Поляковой и др., валунные суглинки, описанные выше, являются якобы древним енисейским аллювием и даже делаются попытки рассматривать их как «пойменную фацию аллювия» (!).

Подробный разбор и критическая оценка этих представлений дается нами в специальной статье в Трудах ГИН, 26.

Итак, средний плейстоцен для исследованной территории является веком великого оледенения, которое в процессе своего развития прошло через две стадии активизации, разделенные временем значительной деградации ледников.

Историческая последовательность событий максимального оледенения наиболее подробно фиксируется только в области устойчивого прогибания в антропогене—Енисейской депрессии. Здесь отложения самаровской и тазовской стадий максимального оледенения имеют вполне самостоятельное стратиграфическое значение и разделяются межстадиальным горизонтом. Следовательно, ледники дважды в течение среднего плейстоцена появлялись в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. В самаровское время они не только покрывали всю исследованную территорию, но и далеко выходили за ее пределы. Тазовское оледенение имело, несомненно, значительно меньшее пространственное распространение и получило активное развитие только на восточной окраине Западной Сибири. В западной части Западной Сибири оно или не проявлялось вовсе (Сергеев, Полякова и др., 1957; Лазуков, Соколова, 1957), или было еще менее значительным, чем в Приенисейском районе (Голубева, 1957). Вопрос о существовании тазовской морены в

Приобской части Западной Сибири является дискуссионным. В пределах описываемой территории (по крайней мере, ее северной части) ледниковые языки сползали с плоскогорья непосредственно в морской залив, существовавший в это время в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

Подобные представления о синхронности оледенения гор Средней Сибири и трансгрессии Полярного бассейна в том или ином виде высказывались П. А. Кропоткиным (1873), Я. С. Эдельштейном (1926), В. Н. Саксом (1941), П. Л. Пирожковым (1931), И. Я. Ермиловым (1935), А. И. Поповым (1949) и др. В последнее время одновременно санчуговской трансгрессии и тазовского оледенения поддерживается Б. В. Мизеровым (1956), В. А. Зубаковым (1956), С. Б. Шацким (1956), А. А. Земцовым (1957) и т. д.

В интерстадиальное мессовско-самбургское время ледники сохранились, вероятно, только на возвышенностях вдоль западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья, где гляциальные среднелейстоценовые отложения практически не расчленяются.

В конце среднего плейстоцена происходит, вероятно, постепенное исчезновение ледников и в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья.

Верхний ярус плейстоцена — Q_2^3

Отложения верхнего яруса плейстоцена пространственно приурочены главным образом к Енисейской депрессии. Только в северной части исследованной территории ледниковые образования зырянского времени распространяются и на правобережье в пределы Приенисейской предгорной равнины.

Генетически интересующие нас осадки весьма разнообразны. Среди них главную роль играют аллювиальные, ледниковые и морские образования, пространственно и во времени замещающие друг друга.

В возрастном отношении верхнелейстоценовые отложения подразделяются на три горизонта: казанцевский, зырянский и поздне-последнелейстовый.

Казанцевский горизонт— Q_2^{3kz} объединяет целую группу осадков, образующих вполне закономерный парагенезис аллювиальных, озерных (эстуарных) и морских отложений, сменяющих друг друга в пространстве и во времени.

Аллювиальные отложения— $al Q_2^{3kz}$ пользуются наибольшим распространением среди синхронных осадков. Они формируют третью надпойменную террасу Енисея. Аллювиальная свита с резким размывом ложится на подстилающие тазовско-санчуговские породы. Ее подошва фиксируется вдоль правобережья Енисея на отметках 45—50 м, а на левом берегу опускается с 43—45 м выше станка Чулково до 28—30 м в районе Соснового хребта. В основании свиты, особенно на правобережье, залегают обычно базальные галечники мощностью до 1,5—2,0 м. Гранулометрический состав их для марковского обнажения приведен в табл. 21.

Обломочный материал окатан в среднем по II—III классам и состоит из траппов—38,5%, различных песчаников—51,0%, доломитов—6,5% и кремнисто-кварцевых пород—4,0%.

Выше галечников на правобережье Енисея залегает 10—15-метровая толща песков серых, серовато-желтых, разномелкозернистых с прослоями гравия и единичной мелкой галькой. На левом берегу песчаные отложения лучше отсортированы, более однородные, мелкозернистые, а мощность

Т а б л и ц а 21

**Гранулометрический состав аллювия третьей надпойменной террасы Енисея
из обнажения Марковского яра**

Классы, мм	100—50	50—25	25—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25
Процентное содержание	1,5	28,2	24,5	11,5	4,3	2,5	12,5	15,0

их увеличивается до 20—25 м. Сравнительная гранулометрическая характеристика песчаных осадков приводится в табл. 22.

Пески обладают всевозможной косой и горизонтально-волнистой слоистостью, что позволяет отнести их к русловым фациям. Косые пачки невелики по мощности (не более 0,5—1,0 м). Отдельные слойки в них прямолинейно-изогнутые, выполаживающиеся к основанию серий (фиг. 13). Пачки с волнисто-изогнутой слоистостью преобладают, достигая мощности 3—4 м. В них встречаются прослойки и линзы гравия и иловатых супесей. Местами отмечается типично диагональная слоистость.

Верхняя часть террасового комплекса сложена перемежающейся пачкой мощностью 3—4 м мелко-тонкозернистых песков, супесей и суглинков, очевидно, близких к старичным фациям.

Т а б л и ц а 22

**Гранулометрический состав аллювиальных галечников
третьей надпойменной террасы Енисея**

Местоположение	Содержание, %				
	>3 мм	3—1 мм	1—0,1 мм	0,1 —0,01 мм	<0,01 мм
Марковский яр, правый берег р. Енисея	3,21	12,49	78,35	3,85	2,10
Левый берег р. Енисея, 10 км выше станка Чулково	2,11	7,37	81,25	6,27	3,00
	—	0,02	91,53	6,07	2,38
	—	—	95,38	3,22	1,40
	—	—	90,37	7,03	2,60

Покровные образования террасы представлены суглинком буровато-серым, песчаным, пористым, пылеватым, мощностью 0,5—1,0 м.

В минералогическом отношении аллювий третьей надпойменной террасы Енисея характеризуется кварцево-полевошпатовым составом осадков. Количество кварца колеблется от 44 до 94% (фракции 1—0,01), а полевого шпата от 0,08 до 24%. Содержание пироксенов (пижонита) изменяется от следов максимально до 15% и в среднем не превышает 5—7%.

Весьма показательным для описываемых отложений является значительное присутствие слюд (биотита и мусковита) до 5—6%, а также незначительное содержание рудных (табл. 42).

В долине Нижней Тунгуски синхронные осадки слагают (60—70 м) террасу, перекрытую зырянской мореной. Указанный возраст этой террасы определяется залеганием ее осадков на размытой поверхности морены максимального оледенения и тем, что более низкая 35—45-метровая терраса Нижней Тунгуски по геолого-геоморфологическим и палеонтологическим данным сопоставляется со второй надпойменной террасой Енисея.

Аллювиальные отложения 80—100-метровой террасы представлены весьма грубыми разнородными песками, гравийниками и галечниками. Вещественный состав аллювия (по сравнению с енисейским) обладает несколько сниженным содержанием кварца (до 38—48%) и повышенным — пироксенов (12—14%) и полевых шпатов (26—40%). Отмечаются следы цеолитов (см. табл. 42).



Фиг. 13. Слоистость в русловых отложениях третьей надпойменной террасы р. Енисей

В области зырянского оледенения синхронные аллювиальные отложения широко распространены в бассейне верхнего Турухана, по рекам Русской, Осетровой, Советской, Большой Хете, в низовьях р. Таза, на Таз-Мессовском междуречье, где они перекрываются более поздними образованиями. В этом районе они представлены песками с прослоями супесей, гравия и мелкой гальки, а также содержат большое количество всевозможного растительного мусора и линзы торфа. Из торфяника, залегающего в основании казанцевских осадков, извлечена следующая семенная флора: *Fungi*, *Carex* cf. *vaginata*, *Eriophorum* sp. (cf. *vaginatum* L.), *Empetrum nigrum* L., *Andromeda polyfolia*, *Menyanthes trifoliata* L. и т. д.

По мнению Г. А. Балуевой, определявшей флору (Шацкий и др. 1956), все эти формы болотные и все характерны для северных, полярно-арктических областей.

Песчаные хорошо промытые осадки третьей надпойменной террасы Енисей почти не содержат пыльцы и спор. Только в обнажении террасы, расположенном в 5 км выше станка Марково, Е. В. Кореневой было обнаружено небольшое количество пыльцы, среди которой преобладает ольха, а также содержатся зерна *Pinus sibirica*, древесная береза, *Betula nana*, *Salix* sp. и травы. Эти скудные данные (возможно, объясняемые неблагоприятным литологическим составом пород) не позволяют сделать достаточно обоснованных выводов о характере флоры времени формирования третьей надпойменной террасы.

ОЗЕРНЫЕ И ЭСТУАРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ —I—ImQ₂^{3kz}

Только что описанные аллювиальные отложения в бассейне нижнего Турухана и далее к северу замещаются сначала озерно-аллювиальными, затем эстуарными и, наконец, морскими осадками. Исключительно слабая обнаженность и отсутствие достаточного количества буровых данных не позволяют выяснить во всех деталях эти фациальные переходы. Обратимся к известным нам разрезам. В скважине 9, пробуренной в 1,5—2,0 км юго-восточнее фактории Фарково, интересующие нас осадки залегают на резко размытой поверхности гляциально-морских тазовско-санчуговских породах. Глубина эрозионного вреза достигает здесь 50—60 м. Казанцевские осадки перекрываются здесь отложениями второй надпойменной террасы р. Енисея.

В основании казанцевских пород в интервале 68,86—61,0 м ниже уреза р. Турухана залегают пески серые, существенно кварцевые мелкозернистые, слюдистые, неяснослоистые. На контакте с подстилающими осадками отмечаются галька и валуны траппов и песчаников, вымытых из подстилающих гляциально-морских тазовско-санчуговских пород. Отложения имеют, скорее всего, аллювиальное происхождение.

Выше (61,0—56,0 м) идут суглинки серые, тонкоотмученные, глинистые с тонкой горизонтальной «листоватой» слоистостью. В породе наблюдается правильное чередование (3—5 мм) суглинистых и (1—3 мм) торфянистых (растительная сечка) слойков. Встречаются отпечатки веточек, листьев и т. д. На глубине 56,0—44,65 м суглинки с точечными вкраплениями вивианита переслаиваются с серыми с буроватым оттенком песками — кварцевыми, мелко-разнозернистыми, глинистыми, слюдистыми, тонко- (микро)-слоистыми с большим количеством растительных остатков. Выше (примерно до глубины 30 м) суглинки с торфянистыми прослоями постепенно сменяются глинами пепельно-серыми, тонкими, однородными, уплотненными с прослойками растительной сечки и целыми раковинами, по-видимому, пресноводных моллюсков². По всей описанной суглинистой толще разбросаны единичные гальки траппов, попавшие сюда, очевидно, в результате размыва тазовско-санчуговских пород на восточном склоне фарковского поднятия.

По своему происхождению осадки в интервале 68,85—44,65 м, очевидно, являются озерными, глины же с глубины 44,65—30,0 м имеют, по данным геохимического анализа, эстуарный (лагунно-морской) генезис. Н. С. Спиро отмечает, что по составу поглощенного комплекса эти глины формировались в той же, не совсем типично морской среде, что и суглинки с глубины 242,0—246,5 м, охарактеризованные выше.

Описываемые породы вскрываются по р. Турухану. Кроме того, между факторией Фарково и устьем р. Вымской, между устьем р. Перовой и Яновым станом и т. д. (фиг. 1).

На первом участке они приурочены к пологому прогибу, расположенному между Фарковским и Перовским поднятиями, а на втором — к депрессии, располагающейся в верховьях Турухана. В районах намечающихся поднятий казанцевские осадки отсутствуют или резко сокращаются в мощности. Глубина эрозионного вреза, в который вложены на отмеченных выше участках казанцевские породы, в толщу пород тазовско-санчуговского горизонта, достигает, по мнению Ю. А. Лаврушина, 100—110 м (см. фиг. 1).

В Ермаковском яру, расположенном в 130—150 км севернее Фарково, вскрываются, вероятно, уже исключительно эстуарные глины, а под-

² Фауна осталась неопределенной.

стиляющие аллювиальные пески имеют линзовидное залегание. Несколько обобщенный разрез яра выглядит следующим образом:

		Мощность, м
Q_3^{3kz}	1. Почвенный слой	0,2
	2. Сильно измененные серовато-синие глины и суглинки	1,2
ImQ ²	3. Глина серовато-голубая до грязно-синей, песчаная, иловатая, горизонтально-слоистая, со слабым сероводородным запахом	до 4,0
	4. Глина стально-серая, отдельными прослоями темно-синяя, жирная, иловая, горизонтально-волнисто-слоистая	3,2—3,4
alQ ^{3kz}	5. Глина серовато-синяя с прослоечками шоколадного и серого цветов, иловатая, с тончайшей ленточноподобной слоистостью, сильно карбонатная	3,0—3,2
	6. Песок серый с бурым оттенком, кварцевый, с примесью темноцветных минералов, мелкозернистый, косо- и волнистослоистый, залегает в виде крупных линз на размытой поверхности подстилающих тазовско-санчуговских пород	от 0,1—0,2 до 2
	7. Суглинок темно-серый до черного, глинистый, оскольчато-щелеватый, неяснослоистый, со значительным количеством обломочного материала. Видимая мощность	до 5

Подошва казанцевских отложений залегает на отметке около 30 м.

Таким образом, аллювиальный комплекс казанцевского времени (осадки III надпойменной террасы) не только является фациальным аналогом озерных, эстуарных и далее к северу морских осадков, но, вероятно в нижней своей части несколько старше последних. Эта часть аллювиальной толщи отвечает времени регрессии моря и самого низкого уровня его стояния где-то на границе тазовско-санчуговского и казанцевского времени (фиг. 16).

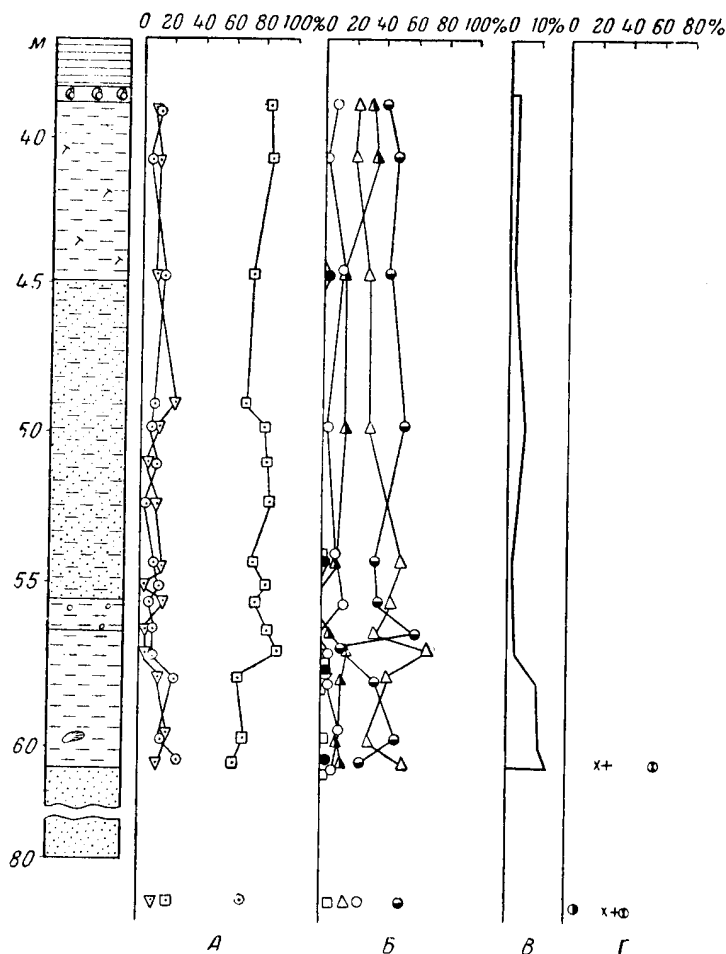
В пользу этого свидетельствуют и палеоботанические данные. Если аллювиальные отложения слабо пылеосны и содержат холоднолюбивую семенную флору (см. выше), то для времени накопления озерных и эстуарных осадков, вскрытых в скважине 9, устанавливается фаза развития темной тайги (фиг. 14).

В спорово-пыльцевых спектрах господствует пыльца древесных пород, составляющая в среднем 60—80 и достигающая 90%. Среди древесных растений преобладает пыльца темной тайги: ели, кедровой сосны и пихты. При этом содержание ели сначала постепенно увеличивается сверху вниз по разрезу от 22 до 68% (глубина 57 м), а затем снова обнаруживает тенденцию к сокращению (на глубине 62—63 м). Изменения в процентном содержании пыльцы отмечаются и для пихты от 10—15% в нижней и средней частях до 33% вверху разреза на глубине 41 м. Пыльца кедровой сосны присутствует равномерно во всех образцах в количестве 40—50%. Отмечается также пыльца древесной березы (2—10%), ольхи и обыкновенной сосны.

Травянистые растения, кустарники и кустарнички представлены в спорово-пыльцевых спектрах в небольшом количестве. Обычно это единичные зерна полыней и лебедовых. Характерно присутствие в образцах пыльцы карликовой березы, количество которой особенно возрастает (до 10—15%) в низах разреза. Споры имеют небольшое значение. Они представлены сфагновыми и зелеными мхами, папоротниками и в меньшей степени лесными видами плаунов. Переотложенные пыльца и споры отмечаются в небольшом количестве.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры из отложений озерных и эстуарных казанцевских отложений свидетельствуют о развитии в это

время в рассматриваемом районе елово-пихтово-кедровой темнохвойной тайги, местами в сочетании с ерничково-сфагновыми болотами. В развитии растительности как будто намечаются фазы. Климат казанцевского времени (точнее периода накопления эстуарных глин) был близок к современному.



Фиг. 14. Спорно-пыльцевые диаграммы казанцевских отложений по материалам скв. 9 у фактории Фарково:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula* папа, Г—пыльцы травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4

Морские казанцевские отложения— mQ_2^{3kz} проникают по Енисею до района г. Игарки, а южнее фациально замещаются озерными (или эстуарными) глинами у станка Ермаково.

По берегам Енисея в Плахинских ярах, в береговых обрывах у станка Носовое, Старой Игарки морские осадки представлены песками серыми, желтовато-серыми, существенно кварцевыми, разномерными со всевозможной слоистостью, среди которой преобладает перепутанная волнисто-горизонтальная. Наблюдается частая смена наклона и направления падения косоизогнутых слоев, мелкая вогнутая синусоидальная и типа «ряби мелководья» слоистость и т. д., указывающая, согласно

исследований Ю. А. Жемчужникова (1940) на прибрежно-мелководно-морские условия седиментации.

Из этих песков в обнажении у станка Плахино, разрез которого приведен выше (см. стр. 60), была извлечена фауна *Balanus hameri* Asc., а из осыпи собраны дополнительно *Mya* sp. и *Saxicava arctica* Linne (определения С. Л. Троицкого). Присутствие аркто-бореального вида *Balanus hameri* Asc. указывает на достаточно теплый водоем, а некоторая окатанность раковин на сильные придонные течения, что находится в полном соответствии с текстурными особенностями описываемых песков.

К северу от Плахино казанцевские осадки становятся более сортированными и глинистыми. В обнажениях по рекам Косой, Дуромою, у г. Дунинки и т. д. прослеживается 10—15-метровая толща переслаивающихся песков тонко-мелкозернистых, микрослоистых и хорошо отмученных иловатых суглинков. Мощность этих весьма выдержанных горизонтальных прослоев достигает 0,3—1,2 м. Переходы между ними постепенные, без следов размыва. В горах содержится бореальная фауна с признаками некоторого опреснения морского бассейна — *Cyrtodaria enisseae* Sacks, *Mya* sp., *truncata* Linne, *Saxicava arctica* Linne и обломки *Cyprina islandica* (определение С. Л. Троицкого).

По-видимому, благоприятный термический режим казанцевского моря, наряду с общим потеплением климата, был значительно усилен за счет его мелководности. Об этом свидетельствует и значительное содержание в морских осадках обломков древесины.

Отметки залегания подошвы морских и эстуарных казанцевских отложений испытывают заметные колебания. У Ермаково подошва казанцевских осадков фиксируется на отметке плюс 30 м, в Игарке опущена до минус 31—32 м (Сакс, 1951), у Плахино опять поднимается до плюс 40—45 м и т. д.

На Енисее и по его правым притокам: рекам Косой и Дуромою казанцевские морские пески ложатся на подстилающие глинистые санчуговско-тазовские осадки со следами размыва. По контакту этих литологически резко различных пород часто встречаются карманы гравийно-галечникового материала.

В бассейне р. Пура сангомпанские отложения, синхронные казанцевским, залегают с 30-метровым размывом на подстилающих салемальских (санчуговских) породах. В основании казанцевских морских осадков, по наблюдениям С. П. Альтера, Ф. А. Алевдина и др. (в 1955 г.), отмечаются прослой торфяников, пески с галькой и даже конгломераты. Размыв на границе салемальской и сангомпанских свит устанавливается Л. В. Голубевой (1957) в низовьях Оби.

Таким образом, регрессия моря и размыв кровли санчуговских (салемальских) пород в предказанцевское время имеют как будто региональный характер. При этом возможно, что к северу от указанных районов, в частности в устье Енисея, регрессивные явления проявились слабее и главным образом в смене литолого-фационального состава соответствующих пород.

Так, по мнению В. С. Волковой, высказанному в 1958 г., в бассейнах рек Малой и Большой Хеты казанцевские отложения связаны с санчуговскими постепенным переходом. Этот вывод сделан ею на том основании, что между санчуговскими осадками, включающими арктическую фауну, и казанцевскими породами, содержащими бореальную фауну, ею выделяются хетские слои³ с «переходным» арктобореальным

³ Хетские слои являются аналогом описанных выше песчаных отложений с фауной в верховьях Турухана и по Енисею, относимых нами к образованиям регрессивной фазы санчуговского бассейна и замещающихся к югу аллювиальными осадками четвертой надпойменной террасы Енисея.

комплексом фауны. Представления В. С. Волковой находятся в явном противоречии с приведенными выше данными по р. Турухану, свидетельствующими о резком размыве не только хетских слоев, но и кровли санчуговского (тазовско-санчуговского) горизонта. По наблюдениям Ю. А. Лаврушина и данным бурения, казанцевские осадки прислонены к «хетским»; подошва казанцевских пород опущена на 40—50 м ниже подошвы «хетских» отложений (см. фиг. 1).

По-видимому, вопрос о самостоятельности казанцевской трансгрессии нельзя решать чисто палеонтологическими методами, тем более, что при отсутствии вдоль р. Большой Хеты буровых данных и при литологической близости хетских и казанцевских осадков их взаимоотношения, очевидно, далеко не всегда вполне определенные и понятные.

В настоящий момент накапливается все больше данных, свидетельствующих о крупном размыве, последовавшем за отступлением санчуговского бассейна, что является, по нашему мнению, серьезным доказательством самостоятельности казанцевской трансгрессии.

Зырянский горизонт— Q_2^{32} объединяет два взаимосвязанных комплекса отложений: собственно флювиогляциально-ледниковые и синхронные им перегляциальные осадки.

Гляциальный комплекс зырянских отложений— Q_2^{32} широко распространен по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья севернее широты низовьев р. Нижней Тунгуски, а также в области Приенисейской предгорной равнины (бассейн р. Мироедихи).

В пределах Приенисейской части Западно-Сибирской низменности описываемые осадки распространяются на левобережье Енисея у станков Якуты, Ангутиха-Игарка и далее к северу, захватывая все Енисей-Турухан-Тазовское междуречье.

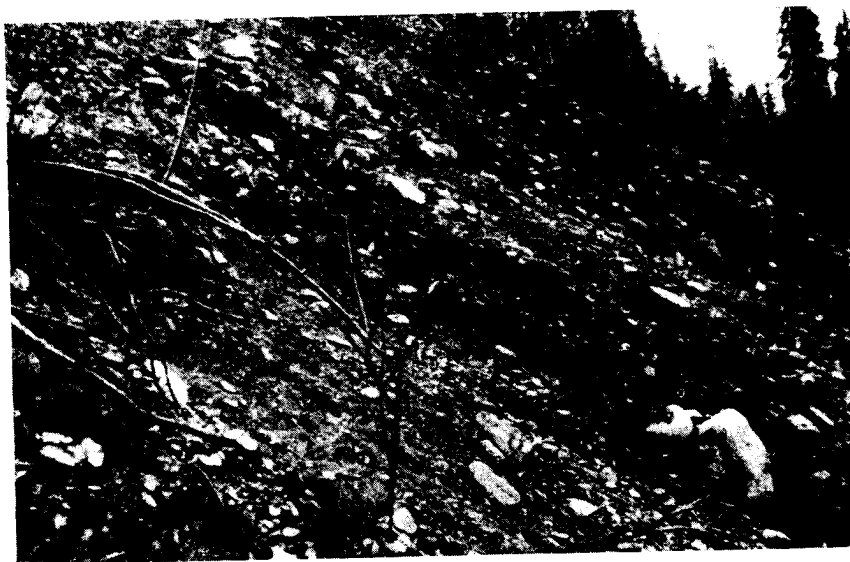
Гляциальные отложения формируют здесь свежий холмисто-грядовый рельеф, вплотную примыкающий к северо-западному окончанию Лобового материка. Таким образом, полоса этого рельефа как бы замыкает с севера Енисейскую депрессию.

По мнению С. Б. Шацкого, наиболее высокие абсолютные отметки восточной части Енисей-Тазовского междуречья обязаны своим происхождением конечным моренам зырянского оледенения.

Донноморенные отложения не имеют сплошного распространения в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Как правило, валунистые супеси залегают в поле развития зырянских осадков отдельными пятнами в виде огромных линз. В горизонтальном направлении они замещаются слоистыми песчаными глинами и суглинками (например вдоль левого берега Енисея между станками Ангутиха и Коношеле), а также грубыми косослоистыми песками и гравийниками (Горошихинский яр). Все это свидетельствует о том, что гляциальный зырянский комплекс на исследованной территории Западно-Сибирской низменности формировался в условиях сильного обводнения.

В области Приенисейской предгорной равнины и по окраине Средне-Сибирского плоскогорья (в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски) зырянская основная морена имеет несравненно большее распространение. Она вместе с нерасчлененными флювиогляциально-гляциальными образованиями слагает холмы и гряды в бассейнах рек Мироедихи, Вороновки, Большой и Малой Шорихи и т. д., сплошным чехлом перекрывающая междуречья и спускаясь в долины рек. Так, в долине р. Нижней Тунгуски описываемые зырянские отложения перекрывают 60—70 м, а, по наблюдениям И. М. Фердмана (в 1955 г.), и 100—120-метровые террасы этой реки. Стратиграфические взаимоотношения зырянских пород с нерасчлененной толщей морен максимального оледенения и террасами р. Нижней Тунгуски показаны на фиг. 3.

Зырянская морена представлена валунно-галечниками в супесчаном заполнителе грязно-бурого цвета (сильно валунистая супесь). Это настоящая «мусорная» супесь, без всяких признаков сортировки и слоистости породы, сильно обогащенная валунами, рыхлая и почти не содержащая гравия. Она резко отличается от уплотненных оскольчатощебневатых, маловалунистых, но с большим количеством гравия, признаками сортировки морен максимального оледенения (фиг. 15).



Фиг. 15. Зырянская морена в обнажении правого берега р. Мироедихи 0,5 км ниже впадения ручья Первого.

Естественно поэтому, что гранулометрический состав зырянской морены существенно иной, по сравнению с самаровским и тазовским гляциальными образованиями (см. табл. 5, 11, 23). Вместе с тем петрографический состав обломочного материала зырянской морены отличается однообразием и повышенным содержанием валунов карбонатных пород (табл. 24). Среди галек и валунов песчаников, особенно ниже г. Игарки, встречаются буровато-серые тонкозернистые породы с отпечатками мезозойской (верхнемеловой турон-сантон) фауны *Natica* sp. indet., *Astarte* sp., indet., *Cyprina* sp., *Leda niteus* Schm., *Pteria* aff. *tenuicostata* Röem. juw., *Cinullia humboldti* Müller (определения Н. И. Шульгиной).

Карбонатные породы среди обломочного материала представлены розовато-серыми и серыми синийскими доломитами, реже известняками, по-видимому, нижепалеозойского возраста.

Минералогический состав зырянских донноморенных отложений характеризуется высоким содержанием пироксенов при одновременном снижении присутствия кварца и в особенности полевых шпатов. Показателен большой процент кальцита и доломита, а также обломков пород. Последнее очевидно связано с общей грубостью и несортированностью осадков (табл. 33).

Минералого-петрографический состав зырянских гляциальных отложений окраины плоскогорья мало чем отличается от таковых, описанных для низменности по Енисею, но гранулометрический состав несколько изменяется в сторону большего обогащения осадков валунно-галечниковым и преимущественно трапповым материалом (фиг. 15). Зырянские

Таблица 23

Гранулометрический состав зырянской морены

Местонахождение	Объем пробы, л	Выход классов, %										Пористость
		200 — 100 мм	100 — 50 мм	50 — 25 мм	25 — 10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1— —0,5 мм	0,5 —0,25 мм	<0,25 мм	
Река Мироедиха, 0,3 км, ниже ручья Первого . . .	18	22,23	13,88	5,50	5,60	5,55	8,3	3,3	2,32	1,67	25,90	2,75
Нижняя Тунгуска—Голый яр	18	14,6	20,0	20,0	1,14	12,0	12,0	2,0	2,6	1,0	10,66	3,0
Нижняя Тунгуска, Скры- тый яр	18	25,41	17,36	22,13	5,16	1,51	3,60	4,0	2,5	2,5	13,5	2,30
Левый берег Енисея, ста- нок Ангутаха	30	85,08	8,33	1,66	0,7	0,66	0,6	0,4	0,17	Следы	10,0	2,50
Левый берег Енисея, 8—9 км ниже станка Ангу- тихи	30	56,31	17,37	7,16	2,13	3,15	1,52	0,9	1,16	Следы	12,0	2,30

Т а б л и ц а 24

Петрографический состав обломочного материала зырянской морены
раздельно по каждому классу крупности

Местонахождение	Процент к количеству подсчитанной гальки												
	200—100 мм				100—50 мм							50—25 мм	
	Траппы	Песчаники	Известняки	Доломиты	Траппы	Песчаники	Известняки	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни	Траппы	Песчаники
Нижняя Тунгуска—Голый яр	50,25	23,75	16,0	10,0	56,25	43,75	—	Следы	Следы	Следы	Следы	45	52
Река Мироедиха, 0,3 км ниже ручья Первого	35,0	30,0	Следы	35,0	35,70	35,70	7,14	21,42	Следы	—	—	27,74	30,51
Левый берег Енисея, станок Ангутиха	100	—	—	—	71,42	14,28	—	10,28	—	Следы	—	53,09	11,52
Левый берег Енисея, 8—9 км ниже станка Ангутихи	97,0	—	—	3,0	81,30	13,70	1,50	3,5	—	—	—	51,10	19,0

Местонахождение	Процент к количеству подсчитанной гальки											
	50—25 мм					25—10 мм						
	Известняки	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни	Траппы	Песчаники	Известняки	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни
Нижняя Тунгуска—Голый яр	—	3	—	—	—	40,82	47,67	Следы	11,69	Следы	Следы	Следы
Река Мироедиха, 0,3 км ниже ручья Первого	11,11	24,99	5,54	Следы	—	67,97	22,69	—	32,31	Следы	—	—
Левый берег Енисея, станок Ангутиха	—	11,63	Следы	3,84	—	68,75	13,34	10,82	17,18	Следы	0,63	—
Левый берег Енисея, 8—9 км ниже станка Ангутихи	3,0	15,60	10,0	1,30	Следы	61,30	21,40	7,30	9,30	0,70	—	—

флювио-гляциальные пески и галечники отмечаются в долине р. Нижней Тунгуски на террасовидных площадках с отметками 140—160 м, небольшими пятнами на отметках 100—120 м (устья р. Северной, по ручью Гремячему и Известковому и т. д.).

Они имеют некоторое распространение в пределах долины р. Сухой Тунгуски и ее правых притоков, что, возможно, указывает на существование в это время в горах Сухо-Нижне-Тунгусского междуречья небольших ледничков.

Литолого-фациальная пестрота и широкое развитие, местами преобладание осадков явно водного генезиса внутри зырянского горизонта в еще большей степени характерно для низовьев Енисея, бассейна рек Фокиной, Дудинки, Косой, Дуромоя и т. д.

Преимущественным развитием в этом районе пользуются пески, галечники, изредка валунники, среди которых местами встречаются линзы супесей с галькой. Широко развита косая слоистость и постепенные переходы от грубых и слабо сортированных осадков к хорошо отмученным тонкозернистым пескам без обломочного материала, часто содержащим обломки древесины, а также битую и реже целую ракушу морских моллюсков. Вниз по стратиграфическому разрезу, в ряде обнажений по р. Косой и у г. Дудинки, наблюдается совершенно постепенный переход в казанцевские слоистые пески и супеси.

Вместе с тем в низовьях Енисея имеет развитие холмисто-грядовый рельеф. Последний вытянут обычно в виде полос и разделен обширными плоскими и сильно заболоченными пространствами. Так, например, р. Косая на значительном протяжении протекает вдоль полосы холмисто-грядового рельефа с отметками 120—150 м, вытянутого с северо-востока на юго-запад. Отдельные холмы и гряды этой полосы высотой 35—40 м сложены песками, галечниками зырянского возраста мощностью до 30—40 м.

Среди песков в обнажении правого берега р. Косой, в 7 км выше устья ручья Дуромоя удалось собрать остатки фауны: *Astarte*(?) sp. indet., *Mya* sp. indet., *Saxicava arctica* (Linne). По мнению С. Л. Троицкого, эта фауна может характеризовать неопределенные морские условия, возможно прибрежье.

Описанные зырянские осадки залегают на отметках, примерно 70—80 м—100—120 м. Подошву их установить чрезвычайно трудно, так как вниз по стратиграфическому разрезу они замещаются казанцевскими породами. Последние представлены пачкой перемежающихся горизонтально-слоистых мелкозернистых песков и серовато-бурых иловатых супесей и суглинков. Мощность их, вероятно, не превышает 10—15 м, а отметки залегания определяются в 45—55, не выше 60 м. Пески содержат фауну *Mya* sp. indet., *Saxicava arctica* (Linne) и *Cyrtodaria jennisseei* Sacks (определения С. А. Троицкого). Вместе с тем казанцевские отложения уже не участвуют в сложении описываемой гряды. Они вскрываются в береговых ярах р. Косой. Здесь удается наблюдать на отметках 40—45 м и неровную со следами размыва кровлю санчуговских (по В. Н. Саксу) осадков, видимая мощность которых достигает нескольких метров. Наличие морской фауны (*Saxicava arctica* L., *Macoma baltica*, *Astarte borealis* и др.) в зырянских отложениях неоднократно отмечалось В. Н. Саксом (1947, 1948, 1951₁ и т. д.). Фациальное замещение гляциальных осадков морскими как в пространстве, так и во времени этот исследователь объяснял существованием в Таймырской депрессии и низовьях Енисея морского бассейна, в которой сползали зырянские ледники. По его мнению, уровень этого моря максимально поднимался до 150—180-метровых отметок, а к югу море распространялось примерно до Игарки (Сакс, 1951₁).

В последнее время (1950—1955 гг.) в результате геологических съемок в масштабе 1 : 1 000 000 и дешифрирования аэрофотоснимков для северо-востока Западно-Сибирской низменности было установлено широкое площадное развитие грядово-холмистого рельефа. Это и послужило основанием С. А. Стрелкову (1956), Н. Н. Куликову, В. С. Ломаченкову, С. Л. Троицкому и другим считать зырянские осадки сугубо континентальными отложениями камов, озов и флювиогляциальных равнин, а также позднеледниковых потоков. Нам кажется, что с этим выводом не совсем хорошо согласуется литологический облик зырянских отложений в низовьях Енисея, охарактеризованный выше. В первую очередь это касается отсутствия (или, по крайней мере, совершенно незначительного развития) бесспорных и типичных донно-моренных осадков. Далее остаются без объяснения имеющиеся факты постепенного перехода морских казанцевских отложений в зырянские и отсутствие в низовьях Енисея четкой границы между ними. Двигающийся по суше ледник, как известно, оставляет весьма заметные следы своего пребывания как в обработке пород, по которым он ползет, так и в отложении донной морены.

В этой связи небезынтересно вспомнить характер контактов самаровской морены и гляциально морских отложений тазовско-санчуговского возраста с подстилающими песчаными толщами, отмеченный выше (см. стр. 45, 46, 55).

Вопрос об *in situ* фауны в зырянских осадках, по-видимому, нельзя ставить в прямую зависимость от геоморфологических наблюдений. Известно, что В. Н. Сакс (1951 и др.), не располагавший последними, не сомневался в том, что найденная им фауна залегала *in situ*. Преобладание обломков фауны в зырянских отложениях также вполне понятно с точки зрения маринно-гляциальных условий их накопления с вполне вероятным неоднократным переотложением. Даже санчуговские осадки, которые В. Н. Сакс считает типично морскими, содержат, по его словам, «давленную» фауну.

Наконец, геологическое строение из-за слабой обнаженности гряд и холмов в низовьях Енисея изучено слабо. При этом любопытно отметить, что в ряде случаев гряды приурочены как будто к местам, где оказывается несколько приподнятой кровля мезозойских и дозырянских отложений.

Все это вместе взятое заставляет внимательно отнестись к неоднократным высказываниям В. Н. Сакса (1948, 1951 и др.) о существовании на северо-востоке Западно-Сибирской низменности гляциально-морских зырянских отложений.

Зырянский перигляциальный комплекс отложений распространен только в пределах Енисейской депрессии, слагая плоскую, сильно заболоченную с огромным количеством озер равнину, протягивающуюся от низовьев Турухана до верховьев р. Артюгиной и низовьев Елогуя. В самой долине Енисея синхронные осадки почти не сохранились. Они отмечаются лишь непосредственно у границы зырянского ледника, в частности в правобережных ярах между станками Селиванихой и Якутами.

Описываемые осадки сформировались под влиянием двух факторов: флювиогляциальных потоков, шедших от края ледника и подтока с юга енисейских вод. В разные фазы развития оледенения роль их, очевидно, была неодинакова.

Во время активного продвижения ледника по Енисей-Турухан-Тазовскому междуречью, перегородившего собой Енисейскую депрессию, в долине Енисея были сформированы в основном озерно-аллювиальные осадки подпруженного водоема. У края ледника они частично выполняют предзырянский енисейский врез, залегая в интервале отметок от 10—15

до 30 м, максимум до 35 на отложениях тазовско-санчуговского горизонта. Южнее озерно-аллювиальные отложения имеют узко-локальное развитие, постепенно сокращаются в мощности (до 3—5 м по р. Нижней Баихе) и выклиниваются где-то на широте р. Мангутихи. Это был сравнительно неширокий и неглубокий водоем, вытянутый вдоль енисейской долины и не выходивший из ее пределов.

Наиболее типичным разрезом упомянутых отложений является обнажение на правом берегу Енисея против протоки Большой Шар. Здесь, под 10—12-метровой толщей песков с карманами галечников в основании, относящихся ко времени отступления зырянского ледника, вскрываются:

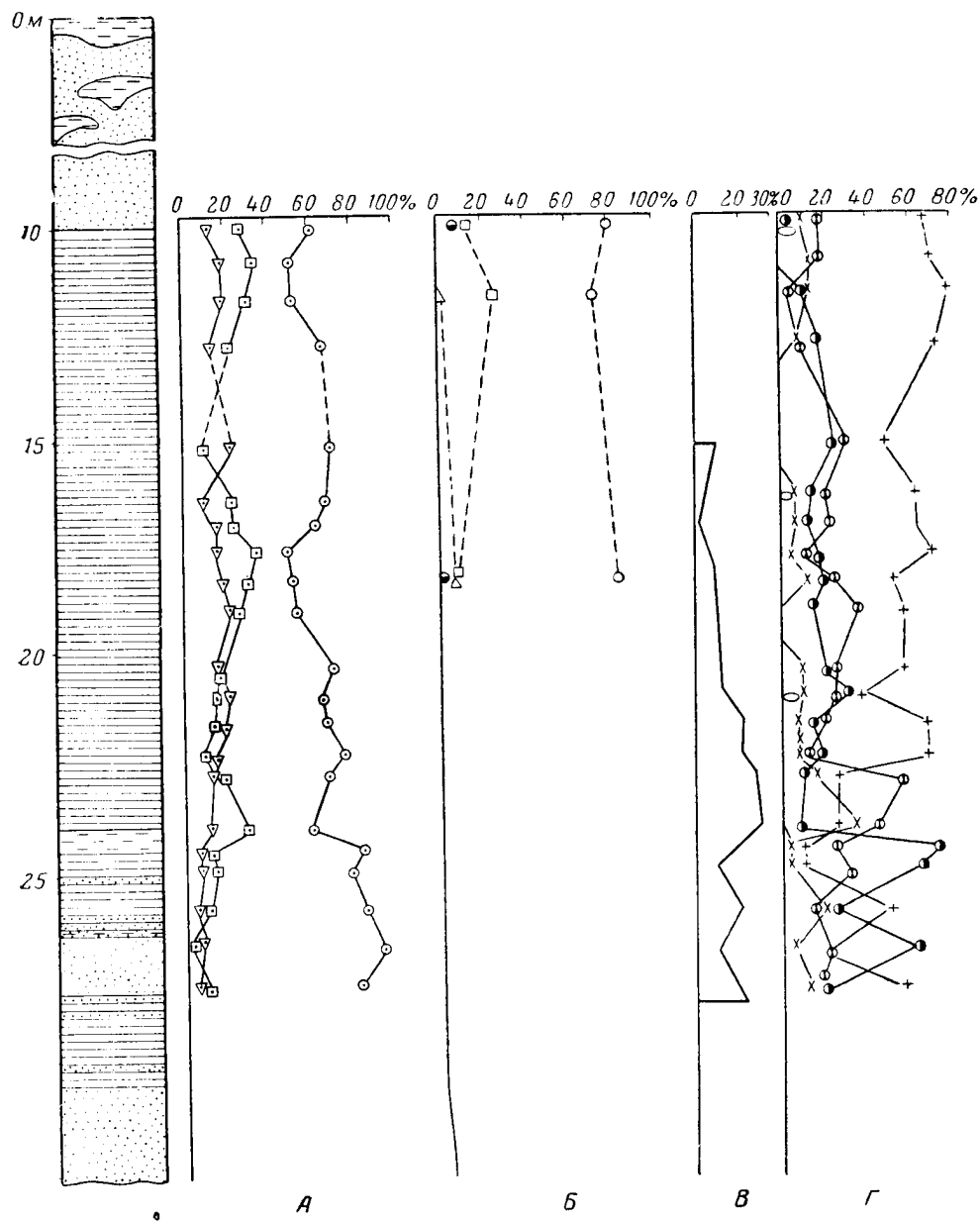
	Мощность, м
1. Глины, серовато-синие, жирные, постепенно опесчанивающиеся вниз по слою, плотные, горизонтально-слоистые, ленточноподобные. Песчаные прослойки постепенно увеличиваются в мощности от 3—5 до 10—15 см и более, вниз по разрезу глины постепенно переходят в пески	10—12
2. Пески желтые кварцевые, разно-мелкозернистые, косо- и местами диагонально-слоистые, с прослойками намывного торфа мощностью до 3—5 см. В верхней части слоя с линзами серовато-синих глин	Видимая 8—9

Перигляциальные озерно-аллювиальные отложения подпруженного водоема приведенного разреза в минералогическом отношении весьма заметно отличаются от синхронных флювиогляциально-гляциальных образований. Они содержат относительно меньше пироксенов (4—7 против 30—40%), более богатый комплекс минералов, а глины — большой процент растительных остатков (см. табл. 44).

Согласно исследований Е. В. Кореневой, среди общего состава спорово-пыльцевых спектров во всех образцах из глин и песков Большешаровского разреза (фиг. 16) доминирует пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений, составляющая от 49 до 92%. Пыльца древесных пород имеет подчиненное значение и представлена главным образом древесными видами берез и ольхи. Пыльца хвойных присутствует в количестве не более 2—8%; это указывает на то, что граница распространения указанных пород была далеко от места накопления осадков. Почти во всех образцах заметную роль в спорово-пыльцевых спектрах играет пыльца ерника, по-видимому, *Betula nana*, достигающая 20—30% от суммы всех сосчитанных зерен. Среди травянистых растений преобладает пыльца полыней, достигающая 78%, а также систематически отмечается пыльца семейств *Chenopodiaceae*, в особенности *Gramineae*, содержание которой в нижних слоях Большешаровского разреза достигает 60—70%. Из толщи глин Большешаровского разреза палеокарпологом М. Г. Кипиани была любезно изучена семенная флора. Всего было проанализировано шесть образцов, взятых примерно через 2 м сверху вниз по всему разрезу. Списки флор во всех образцах оказались одинаковыми, среди них М. Г. Кипиани отмечает обилие склероидов *Fungi*, макроспоры *Selaginella selaginoides* L., листочки *Sphagnum*, *Bryales* gen., хвоинки *Picea* sp., *Larix* (?), семена и орешки *Gramineae* gen., *Carex* sp., *Juncus* sp., *Luzula* sp., *Betula* sp., *Oxyria digyna* Hill, *Caryophyllaceae* gen., *Ranunculaceae* (cf. *Genum*), *Ranunculus* sp., *Papaveraceae* gen., *Cruciferae* gen., *Potentilla* cf. *nivea*, *Primulaceae* gen. и т. д.

Таким образом, состав семенной флоры находится в полном соответствии со спорово-пыльцевыми данными. Для обнаруженных ископаемых растительных остатков характерно преобладание спор, пыльцы, плодов и семян представителей травянистых растений из семейств полыней, лебедовых, маковых, крестоцветных, гвоздичных и т. д., малое содержание

остатков древесных пород, почти полное отсутствие следов водных и прибрежно-водных растений. Характерно обильное содержание остатков растений влажных местообитаний.



Фиг. 16. Спорово-пыльцевые диаграммы озерно-аллювиальных перигляциальных зырянских отложений Большешаровского яра:
 А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльца *Betula* папа, Г—пыльца травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

По мнению М. Г. Кипиани, растительный детрит, семена и флора аллохтонного типа. Отложения, в которых они содержатся, накапливались в мелководном, вероятно, сезонно хорошо прогреваемом водоеме, в котором развивалась водоросль *Pediastrum*, а также многочисленные

червеобразные (?) организмы. Следы жизнедеятельности последних в виде многочисленных червоточин испещрены глинистые осадки.

Основная масса отложений перигляциальной зоны относится ко времени начала распада зырянского ледника. Именно этими осадками и сложена отмеченная выше плоская озерная равнина на левобережье Енисея. Колоссальное количество озер на ее поверхности с одинаковым уровнем, привязанным к 40—45-метровым отметкам, по-видимому, следует рассматривать как реликты обширного мелководного водоема. Последний образовался в пределах Енисейской депрессии в результате таяния зырянских льдов и усилившегося притока енисейских вод с юга. Осадки его у края ледника (низовья р. Турухана, р. Нижней Баихи и т. д.), выполняя предзырянский енисейский врез с абсолютных отметок 30—35 до 45—55 м, перекрывают аллювиальные (озерные) казанцевские отложения. Но по мере движения к югу (уже на широте устья р. Сухой Тунгуски) более древние казанцевские образования в виде третьей надпойменной террасы Енисея выходят из-под их уровня (Сосновый хребет). Озерные перигляциальные осадки постепенно теряют покровный характер своего залегания и вкладываются в эрозионный врез енисейской долины. В районе Соснового хребта и далее к югу они облекают и прислоняются к эрозионным останцам третьей надпойменной террасы.

К отложениям, синхронным описанным перигляциальным осадкам, относятся флювиогляциальные пески и галечники, реже слоистые супеси и суглинки, распространенные в долинах рек Нижней и Сухой Тунгусок, Северной и т. д.

Очевидно, частично одновозрастными с ними будут и «позднетырянские озерные отложения», выделяемые С. Л. Троицким в низовьях Енисея и бассейне р. Агапы. По нашим наблюдениям, на реках Фокиной, Убойной и других эти осадки выполняют понижения между грядами или же формируют обширные плоскохолмистые заболоченные поверхности с абсолютными отметками 60—80 м.

В том и другом случае они являются более древними, чем осадки Каргинской террасы, которые залегают стратиграфически выше, а гипсометрически ниже, и врезаются в позднетырянские отложения.

Наиболее характерные разрезы рассматриваемых отложений вскрываются по р. Нижней Баихе (фиг. 17).

Обычно это 5—8, редко 10-метровая пачка переслаивающихся песков, супесей и суглинков с многочисленными линзами и прослоями намытых торфяников и растительной сечки.

Пески желтые кварцевые со значительной примесью темноцветных минералов, мелко- и тонкозернистые, пылеватые, глинистые тонко- и микрогоризонтально- и волнистослоистые.

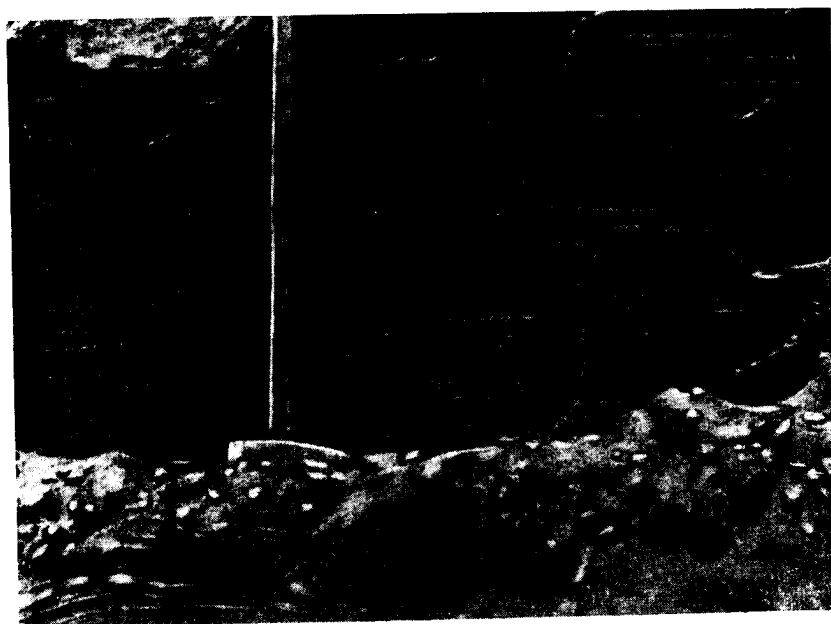
Супеси и суглинки буровато-бежевые, серые, иловатые, неясно-горизонтально-слоистые, с растительной сечкой. Местами встречаются линзы серовато-синей иловатой глины со слабым сероводородным запахом (см. фиг. 16).

В песках в нескольких местах была встречена пресноводная фауна—*Gyraulus* sp., *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium scaldianum* Normn. (определения И. В. Даниловского).

Проведенные Е. В. Кореновой спорово-пыльцевые анализы из толщи описываемых пород в обнажении по р. Нижней Баихе в 9 км выше впадения ручья Позвоночного (фиг. 18) показывают преобладание пыльцы растений открытых ландшафтов. В группе пыльцы древесных пород преобладают хвойные—ель и сосна, в меньшей степени береза и ольха. Незначительное процентное содержание пыльцы древесных пород свидетельствует о ее заносном происхождении (Гричук, Заклинская, 1948). Пыльца кустарниковой березы составляет 8—15%.

Основное значение в спорово-пыльцевых спектрах, как и в диаграмме Большешаровского обнажения, имеет пыльца травянистых растений: полыней, лебедовых и злаков. В верхней части разреза количество их достигает 10—20 %, а в нижних увеличивается до 40 %. Большую роль, чем в Большешаровском разрезе, играют пыльца разнотравья.

В списке семенной флоры, изученной Г. А. Балуевой в 1952 г. из аллохтонных торфяничков четырех обнажений на р. Нижней Баихи, указываются следующие формы: *Fungi*, *Selaginella selaginoides* L., *Carex* sp.,



Фиг. 17. Горизонтальная слоистость перигляциальных зырянских осадков в обнажении левого берега р. Нижней Баихи 15 км ниже фактории Момчик.

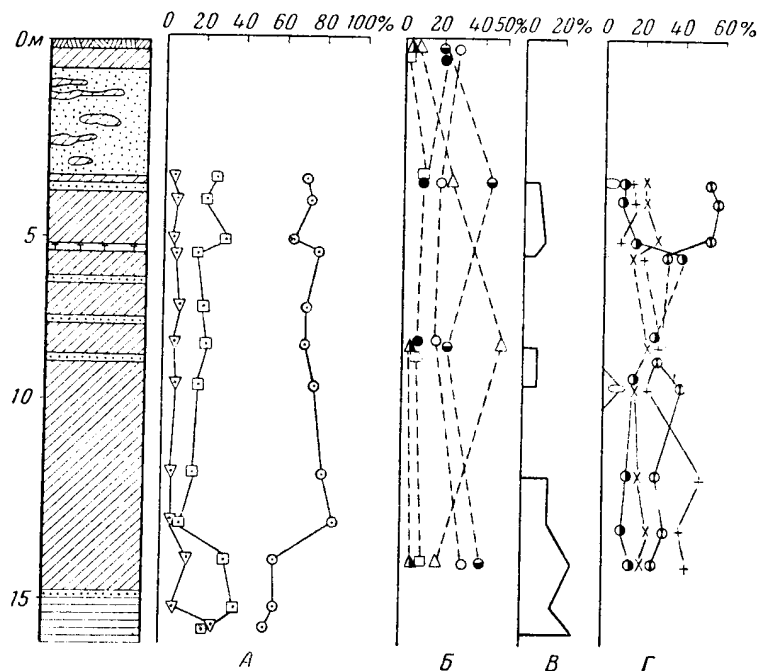
Papaver sp., *Potentilla* sp., *Cruciferae* gen., *Ranunculaceae*, *Spirulina spirilica*, *Alisma* cf. *plantago*, *Gramineae* gen., *Cyperaceae* sp., *Juncus* cf. *arcticus* Willd., *Caryophyllaceae* gen., *Ranunculus* cf. *repens* L., *Ranunculus reptans* L., *Thalictrum* sp., *Papaveraeae* gen., *Lysimachia* cf. *punctata*, *Menyanthes trifoliata* L., *Sphagnum*, *Polygonum*, *Betula* sp.

Таким образом, описанные растительные остатки свидетельствуют о развитии в перигляциальной зоне во время зырянского оледенения весьма своеобразных безлесных ландшафтов с обилием в растительном покрове полыней, лебедовых и кустарниковых берез, не имеющих аналогов в современной растительности, но, вероятно, распространенных в перигляциальных областях в течение четвертичного периода (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1950; Городков, 1948; Гричук и Федорова, 1956; Марков, 1956).

Своеобразная ландшафтно-географическая обстановка, существовавшая в пределах исследованного района, была, по нашему мнению, взаимосвязана с физико-географическими особенностями деградации зырянского ледника.

Таяние льдов было обусловлено, несомненно, резко возросшей сухостью воздуха и усилением солнечной инсоляции. Это определило черты аридности в растительном покрове, что доказывается преобладанием представителей семейства *Chenopodiaceae*, рода *Artemisia*.

Вместе с тем исчезновение ледяных покровов сопровождалось обводнением обширных пониженных пространств, что особенно наглядно видно на примере Енисейской депрессии. Обширное обводнение не могло не сказаться и, вероятно, действительно явилось весьма существенным фактором в процессе возникновения безлесных пространств. Леса могли произрастать лишь в подходящих условиях рельефа и экспозиции, уступив место травянистому и моховому покровам.



Фиг. 18. Спорово-пыльцевые диаграммы озерных зырянских перигляциальных отложений, вскрывающихся в обнажении на левом берегу р. Нижней Баихи, в 9 км выше впадения ручья Позвоночного: А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula* папа, Г—пыльцы травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Отмеченные ландшафтные условия способствовали широкому расселению в это время групп животных открытых пространств (Громов, 1948). Для исследованной территории с комплексом позднезырянских отложений связана фауна мелкопитающих: *Elephas primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos* sp. и т. д., обнаруженная по рекам Турухану и Верхней Баихи геологами Союзной геолого-поисковой конторы (СГПК) и по р. Большой Авамской С. Л. Троицким в 1955 г. (устные сообщения).

Поздне-последледниковый горизонт— $Q_2^{3k+s r}$ включает отложения второй надпойменной, каргинской и первой надпойменной, сартанской террас Енисея, а также синхронные им осадки в долинах его притоков.

Отложения второй надпойменной, каргинской террасы— alQ_2^{3k} на отрезке енисейской долины между Бахтой и Туруханском вытянуты 5—10-километровыми полосами по обоим, особенно левому, берегам Енисея. Они вложены в толщу осадков третьей надпойменной террасы и залегают на размытой поверхности гляциально-морского тазовско-санчуговского горизонта на отметках 33—35—36 м на правом и 20—25 м на левом берегах.

Поверхность второй надпойменной террасы, как уже отмечалось, морфологически и гипсометрически трудно отделима от уровня зырянской перигляциальной равнины. Граница между ними показана на обзорной геологической карте условно.

В силу этих причин С. Б. Шацкий (в 1952 г.) не выделил описываемые осадки в самостоятельный стратиграфический горизонт. Он объединял их вместе с озерно-аллювиальными отложениями перигляциальной зырянской равнины «в фарковский горизонт».

Подразделить эти два несомненно разновозрастных комплекса отложений удалось на основании проведенных нами литолого-фациальных наблюдений, подкрепленных палеоботаническими данными.

Толща отложений второй надпойменной террасы, мощностью в 15—25 м, обладает всеми характерными признаками, присущими аллювиальным свитам. В ее основании залегает горизонт в виде карманов и линзовидных прослоев гравийногалечникового материала. Галька сравнительно высоко, в среднем по II—III классам, окатана и представлена траппами, песчаниками и кремнисто-кварцевыми породами, вымытыми из подстилающего гляциального горизонта. Основная масса осадков террасы сложена песчаными русловыми фациями. Пески серовато-желтого и желтого цвета мелкозернистые, хорошо отсортированные (табл. 25), кварцево-полевошпатовые, слюдистые, со значительным содержанием эпидота и роговой обманки (до 5—7%), несколько меньшим граната (до 2%) и следами турмалина, рутила, ставролита и циркона (см. табл. 43).

Отложения обладают разнообразной слоистостью, среди которой важно отметить широко развитую диагональную слоистость, весьма характерную для русловых фаций аллювиальных свит.

Мощность описанных песков в естественных обнажениях изменяется от 10 до 20 м. К верхам песчаной пачки, как правило, приурочены прослои и линзы иловатых серовато-бежевых суглинков и глин с растительной сечкой и намывными торфяниками.

Очевидно они являются старичными образованиями. Мощность их изменяется от 0,5 до 3,0 м.

С поверхности терраса прикрыта пойменными фациями. Это главным образом пылеватые песчаные супеси и макропористые комковатые суглинки светло-бурого цвета с неясной горизонтальной слоистостью и растительными остатками. Мощность их колеблется от 0,5 до 3—4 м.

Таким образом, вполне закономерное строение описанных аллювиальных отложений существенно отличает их от преимущественно озерных осадков перигляциальной зырянской равнины.

Возрастные различия между рассматриваемыми отложениями второй надпойменной террасы и перигляциальными зырянскими образованиями помогают установить спорово-пыльцевые анализы. Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие открытые ландшафты времени зырянского оледенения, сменяются во время формирования второй надпойменной террасы значительно разреженными, но тем не менее лесными ассоциациями. В этом отношении весьма показательно обнажение у фактории Фарково.

В низах песчаной аллювиальной свиты, по определениям Е. В. Кореневой, среди общего состава спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца растений, характеризующих открытые ландшафты, что, по-видимому, связано непосредственно с влиянием деградировавшего зырянского ледника.

В более верхних горизонтах Фарковского разреза постепенно увеличивается содержание пыльцы древесных пород до 50—65% (фиг. 19) от суммы всех зерен пыльцы и спор. При этом преобладает пыльца древес-

ных видов березы, а в верхах разреза—ели. Значительное участие принимает пыльца *Pinus sibirica*.

В нижних горизонтах аллювиальной свиты присутствует значительное количество *Betula sex. nana*.

Пыльца травянистых растений значительно преобладает лишь в низах аллювиальной толщи, а в средней и верхней части лишь немного

Таблица 25

Механический состав аллювиальных (русловых) осадков второй надпойменной террасы Енисея

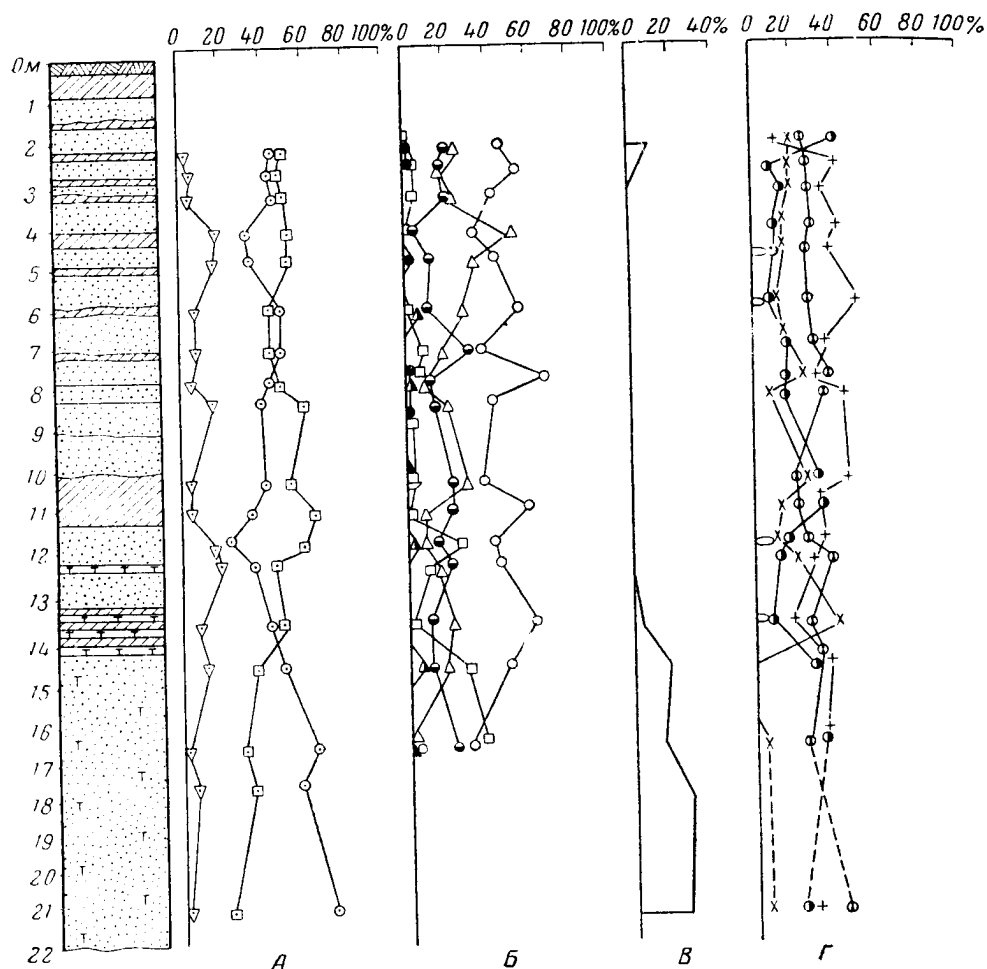
Местонахождение	Фракция, %						
	> 3 мм	3—1 мм	—1+0,1 мм			0,1—0,01 мм	<0,01 мм
			1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм		
Фарковский разрез	—	—	0,25	0,15	52,50	35,0	12,35
Там же	—	—	—	0,10	43,05	43,30	13,55
"	—	—	—	0,05	50,35	40,40	9,20
"	—	—	0,5	1,0	37,6	48,7	12,2
"	—	—	0,05	1,0	65,1	26,0	7,85
"	—	—	0,65	4,65	77,85	8,8	8,05
"	—	0,55	0,15	2,65	81,00	9,15	6,50
"	—	—	0,35	4,50	82,75	5,75	6,65
Высокий яр, левый берег Сургутихи, 6 км выше станка Сургутихи	—	Следы	86,85			—9,70	3,45
Правый берег р. Енисея, 1 км ниже ручья Половинного	Следы	—	95,94			0,94	3,12
Высокий яр, левый берег р. Сургутиха, 6 км выше станка Сургутихи	—	—	—	1,55	19,0	56,90	22,55
Там же	—	—	0,30	21,20	70,90	5,35	2,25
"	—	—	—	2,55	79,40	14,95	3,10
"	—	—	—	0,10	10,95	70,50	18,45
"	—	—	0,70	14,40	76,40	5,55	2,95

уступая содержанию пыли древесных пород. Среди трав существенную роль играет *Artemisia* и разнотравье, в небольшом количестве присутствуют осоки. Споры содержатся в небольшом количестве.

Менее выразительным, как нам кажется, является состав семенной флоры, близкий к приведенному выше для перигляциальных отложений. Из косослоистых песков русловой фации аллювия, залегающих в основании Фарковского разреза, Г. А. Балыева в 1956 г. привела следующий список: *Chara* sp., *Fungi*, *Bryales*, *Nitella* sp., *Sphagnum*, *Piceae* sp., *Pinaceae*, *Sparganium filiformis*, *Sparganium natans*, *Sparganium cf. pectinatus* L., *Eriophorum* sp., *Heleocharis palustris*, *Juncus cf. arcticus* Willd., *Betula nana*, *Urtica cf. dioica* L., *Polygonum var. aviculare* L., *Rumex* sp., *Diantus superbus* L., *Malachium aquatica* L., *Ranunculus aquatilis* L., *Ranunculus cf. flammula* L., *Ranunculus cf. hyperborens* Rottb., *Ranunculus repens* L., *Thalictrum* sp., *Papaver cf. redicatum* Rottb., *Nasturium palustre* D. C., *Cruciferae* gen., *Potentilla cf. argentea* L., *Potentilla supina*,

Euphorbia sp., *Archangelica decurrens*, *Lytimachia* cf. *punctata* L., *Menyanthes trifoliata* L. и др.

Примерно аналогичный состав растительных остатков приводит М. Г. Кипиани из линзовидного прослоя старичных суглинистых отложений с прослойками растительного детрита: *Fungi*, *Chara* sp., *Bryales*, *Sphagnum* (?), *Comfereae* gen., *Gramineae* gen., *Cares* sp., *Lusula* sp.,



Фиг. 19. Спороро-пыльцевые диаграммы аллювиальных отложений второй надпойменной террасы р. Енисей у фактории Фарково:
 А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльца *Betula* папа, Г—пыльца травянистых растений. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Allium sp., *Betula* sp., *Caryophyllaceae* gen., *Thalictrum* sp., *Potentilla* sp., *Cruciferae* gen., *Papaver* sp., *Compositae* gen. и т. д. Кроме того, отмечаются раковинки *Ostracoda* и *Gastropoda*, что подтверждает озерно-аллювиальное происхождение вмещающих пород. В целом отмеченные палеоботанические данные указывают, по-видимому, на еще сравнительно холодные климатические условия. Тем не менее в период формирования второй надпойменной террасы леса начали активно осваивать ранее безлесные пространства. В растительном покрове отмечаются явные изменения в сторону возникновения лесных ассоциаций с преобладанием древесной березы и богатым разнотравным комплексом.

Среди животного мира в каргинское время широким распространением пользовались *Elephas primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos* sp., *Equus* sp. и т. д., остатки которых обнаружены в отложениях второй надпойменной террасы в низовьях Енисея, в районе г. Туруханска, Верхне-Имбатского и т. д. (Сакс, 1951 и сборы автора).

На этом основании енисейскую террасу, по-видимому, можно сопоставлять со второй надпойменной террасой района Красноярска, к осадкам которой приурочена известная стоянка Афонтовой горы (Громов, 1948).

Попутно небезынтересно отметить связь указанного фаунистического комплекса со вторыми надпойменными террасами на многих реках Сибири: Верхней Оби (Шукина, 1953, 1958), Ангаре, Вилюе, Лене и т. д. (Равский, Алексеев и др., 1956). По-видимому, стоянка Афонтовой горы может рассматриваться классической и опорной для позднеплейстанского времени и вообще второй половины верхнего плейстоцена Сибири.

Кроме того, находки в разрезе Афонтовой горы остатков человека — *Homo sapiens* L. вместе с кремневым инвентарем сближают ее с мадленскими стоянками Русской равнины (Громов, 1948).

Аллювиальные синхронные отложения правых и левых притоков Енисея значительно отличаются своим строением и мощностями. Так, в долине Елогуя аллювиальная свита 12—15-метровой террасы достигает мощности 10—12 м. Отчетливо выделяются песчано-галечниковые русловые, суглинистые, иловатые старичные и пойменные покровные осадки, что вообще характерно для левых притоков.

Одновозрастные осадки правых притоков в области Средне-Сибирского плоскогорья представлены галечниками, прикрытыми сверху маломощным слоем супесчаного материала. В составе аллювиальной свиты р. Фатьянихи общей мощностью 10—12 м в этом районе преобладают русловые фации и практически отсутствуют старичные отложения. В нижнем течении реки, по восточной окраине Западно-Сибирской низменности, увеличивается мощность аллювия террасы до 15—18 м, осадки становятся более тонкими и отмученными, определенное развитие получают старичные фации.

Важно отметить, что эти изменения происходят не постепенно, а довольно резко, «скачком», приуроченным к выходу речек из области плоскогорья на низменность (Карские Ворота на р. Фатьянихе, а также по р. Комсе, Нижнему Имбаку и т. д.).

Еще более эффектно эти изменения проявляются в строении 35—45-метровой террасы р. Нижней Тунгуски. В пределах Приенисейской складчатой зоны Нижняя Тунгуска, прорываясь вкост простираения пород приподнятого западного блока Туруханской антиклинали, протекает в каньонообразной долине, и упомянутая терраса имеет локальное развитие. Ее отложения узкими (3—5 км) полосами отмечаются между поселками Северным и Голым яром, выше Стрельных гор, между Дурным и Известковым мысами. Аллювиальные осадки залегают на размытой поверхности морены максимального оледенения или на коренных породах на отметках 40—45 м и сложены 15—20-метровой толщей линзовидно переслаивающихся песков, галечников и гравийников. Общий сытовой анализ выявляет значительную грубость аллювия, содержащего до 50—60% гравия, гальки и валунов, что следует из табл. 26.

Обломочный материал представлен траппами (50—80%), различными песчаниками (15—50%), аргиллитами (5—15%), доломитами (2—5%) и весьма редко кварцем и халцедоном (0,2—1,5%). Галька и валуны сравнительно слабо окатаны (в среднем II класс) и часто несут на себе следы ледниковой штриховки. Пески разнозернистые, грубослоистые,

грязно-серого цвета в результате обогащения их продуктами разрушения траппов.

Количество пироксенов в отложениях 35—45-метровой террасы, по сравнению с енисейским аллювием второй надпойменной террасы, повышено в два-три раза (см. табл. 43) при общем обеднении минералогического состава. Таким образом, отложения (35—45 м) ниже-тунгусской террасы на участке между поселками Северным и Дурным мысом сложены преимущественно русловыми фациями. Старичные осадки практически отсутствуют, если не считать незначительных (0,2—0,3 м) линз иловатых глин, встречающихся крайне редко. Так же незначительно развиты и пойменные фации.

Таблица 26

Общий гранулометрический состав аллювия (35—45 м) нижнетунгусской террасы

Местонахождение	Выход классов, %									Пористость
	>50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	<0,25 мм	
Правый берег Нижней Тунгуски, 0,5 км ниже пос. Север- ный	0,66	10,0	20,0	10,0	6,6	8,3	6,66	13,33	16,7	7,75
	0,98	11,5	18,0	10,0	5,5	8,8	5,5	12,72	13,0	8,5

В районе Дурного мыса проходит Приенисейский разлом, западнее которого уже в пределах Енисейской депрессии строение рассматриваемой террасы резко меняется. Она приобретает характер обширного конуса выноса, резко выдвинутого в долину Енисея и обуславливающего резкий изгиб последнего у Туруханска. Обращает на себя внимание значительная мощность конуса, достигающая 45—55 м, и низкие отметки его подошвы ноль—минус 5 м.

В основании конуса выноса, залегая на размытой поверхности тазовско-санчуговских гляциально-морских пород, обнажается 30—35-метровая толща галечников. Местами она сцементирована окислами железа в рыхлые конгломераты и переслаивается с грубыми разнотернистыми песками. Гранулометрический состав их, по данным ситового анализа, показан в табл. 27.

Таблица 27

Общий гранулометрический состав галечников туруханской террасы

Выход классов, %									
> 50 мм	50 —25 мм	25 —10 мм	10—5 мм	2 ⁵ мм	2 —1 мм	1—0,5 мм	0,5 —0,25 мм	<0,25 мм	Пори- стость
33,3	8,33	10,0	6,7	6,7	5,0	6,7	6,7	1,66	10,88

Как видно, среди обломочного материала много крупной гальки и даже валунов. В петрографическом отношении они принадлежат преимущественно траппам (83—97%), затем песчаникам, аргиллитам и доломитам (7—15%) и единичным галькам кварца. Сверху галечники перекрываются 10—12-метровой пачкой песков с прослоями иловатых глин. Пески желтовато-серые мелкозернистые, косо- и волнисто-слоистые. Любопытно, что их минералогический состав несколько отличается от

галечников. Так, количество пироксенов несколько сокращается, появляется кальцит, роговая обманка, гранат, турмалин и заметно повышается слюдистость. В образовании их явно чувствуется влияние Енисея, что нельзя сказать по отношению к галечникам.

Это обстоятельство, а также чрезвычайно грубый состав осадков как самого конуса выноса, так 35—45-метровой террасы Нижней Тунгуски, свидетельствуют о том, что описываемые отложения образовались за счет размыва зырянской морены. При этом, возможно, что в их аккумуляции приняли участие флювиогляциальные потоки деградировавшего в горах зырянского ледника.

Поздне-послезырянский возраст конуса выноса р. Нижней Тунгуски доказывается эрозионным прислонением галечников к нижнему перигляциальному зырянскому комплексу, сложенному озерно-аллювиальными глинами, развитыми в долине Енисея (Большешаровский яр), а 35—45-метровые террасы—врезом в зырянские ледниковые осадки. Аналогичный каргинский возраст (35—45 м) нижнетунгусской террасы и сопоставимость ее со второй надпойменной террасой Енисея, помимо этого, подтверждается палеонтологическими данными. К осадкам террасы приурочены находки частей скелета *Elephas primigenius* Blum. (Шорохов и др., 1933) и пыльца сравнительно теплолюбивой лесной растительности, состоящей из сосны с примесью березы, ольхи и ели.

Отложения первой надпойменной террасы Енисея—al Q^{3st}, пользуются незначительным распространением на исследованном отрезке енисейской долины. Узкая полоска этих осадков шириной до 3 км протягивается главным образом вдоль левобережья Енисея и лишь местами встречается по его правому берегу.

Описываемая аллювиальная свита прислонена к отложениям второй надпойменной террасы Енисея и покоится в южной части района (Бахта-Чумсово) на самаровской морене, а в северной — на тазовско-санчуговских породах.

В основании левобережных террасовых разрезов на абсолютных отметках 10—15 м обычно залегают крупнозернистые гравелистые пески с прослоями галечников. Обломочный материал хорошо окатан (в массе по III классу). Гранулометрический состав его приведен в табл. 28.

Таблица 28

Гранулометрический состав аллювия первой надпойменной террасы Енисея

Выход классов, %									
>50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	<0,25 мм	Пористость
1,2	3,0	8,3	8,3	10,4	5,0	10,4	3,40	11,05	8,35

В классе —50 +25 преобладают траппы—30,7%, затем идут песчаники—23,1%, кремнистые породы—15,4%, кварциты—8,7%, кварц—7,9%, туфы—7,7% и контактно-измененные породы—7,1%. Среди более мелкого кластического материала в классе —25+10 мм содержание траппов падает до 7,94% и резко повышается содержание кварца—до 37%, кремнистых пород—39,21%. Количество различных песчаниковых галек достигает всего 11,64%, кварцитов—4,21%.

Мощность описанных русловых или стержневых осадков изменяется от 0,5 до 2—3 м. Они перекрываются 12—15-метровой толщей желтовато-серых косо- и горизонтально-слоистых песков. Механический состав,

приводимый в табл. 29, выявляет их довольно однородный состав и прекрасную сортировку.

Старичные и пойменные осадки весьма слабо развиты. Последние представлены песчаными супесями и имеют мощность в 0,5—1,5 м.

Таблица 29

Механический состав аллювиальных (руслowych) осадков первой надпойменной террасы Енисея

Местонахождение	Фракция, %						
	>3 мм	3—1 мм	—1+0,1 мм			0,1—0,01 мм	<0,01 мм
			1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм		
Левый берег Енисея, у станка Бородино	—	0,04	—	91,73	—	5,72	2,51
Левый берег Енисея, у станка Чулково	—	—	—	95,41	—	2,43	2,16
Правый берег Енисея, у станка Бакланиха	—	0,11	—	87,35	—	9,17	3,37
Правый берег Енисея, у станка Зыряново	—	—	—	94,34	—	3,96	1,70
Там же	3,00	0,92	—	94,00	—	1,46	0,62
"	—	—	—	92,26	—	4,16	3,58
Левый берег Турухана, в 2,0 км от устья	—	0,5	1,20	21,15	65,00	9,55	3,10
Там же	—	—	4,65	34,05	49,25	8,60	3,45

Вдоль правого берега Енисея и непосредственной близости от Средне-Сибирского плоскогорья мощность аллювиальной свиты описываемой террасы значительно (в 1,5—2 раза) сокращается. У террасы появляется цоколь, сложенный гляциально-морскими тазовско-санчуговскими отложениями (на отрезке Татарка — Баиха) или древними палеозойскими и синийскими породами (на отрезке Сухая Тунгуска — Мироедиха). Подошва аллювия поднимается до отметок 22—23 м. Вместе с тем значительно грубеют осадки, среди которых возрастает роль галечников, разнотернистых песков с галькой и т. д. Ситовый анализ из нижнего горизонта аллювиальной свиты у станков Татарка и Баиха показывает увеличение процентного содержания крупной гальки и валунов. Одновременно увеличивается количество трапповой гальки в классе —50 + 25 до 75—80%, а в классе —25 + 10 до 65—68%. Появляется галька доломитов, аргиллитов, известняков (до 15%) и почти исчезают кварц и кремни (1,5—3,8%). Любопытно отметить и заметные изменения минералогического состава аллювия террасы. Последний вдоль правого берега обогащается пироксенами до 10—14% и полевыми шпатами до 65% против соответственно 2,5—5,5% и максимально 10% у станков Чулково и Бородино, т. е. там, где терраса является целиком аккумулятивной. Наоборот, сокращается содержание кварца, роговой обманки, уменьшается слюдность пород, отсутствуют такие минералы, как тремолит и циркон (см. табл. 45).

Отмеченное повышение содержания в аллювии правобережной террасы продуктов разрушения траппов свидетельствует об очень энергичном врезании Енисея в подстилающие гляциально-морские породы. Появление их в цоколе террасы и тем более синийских пород (Костино, Мироедиха и т. д.), более высокое положение подошвы аллювиальной

свиты по сравнению с левым берегом, все это указывает, очевидно, на неравномерные тектонические поднятия берегов Енисея, приведшие к определенному перекоосу его долины. Вероятны и местные локальные перегибы террасы. Так, вдоль правого берега Енисея, между Костино и Мироедихой, цоколь синейских пород поднимается из-под уреза реки до 25—26 м. На противоположном же берегу на этом же участке терраса типично аккумулятивная.

Отложения, синхронные первой надпойменной террасе Енисея, распространены главным образом в долинах левых енисейских притоков. Особенно значительное развитие имеют они по рекам Турухану и Нижней Банхе ниже Толстого Носа, где мощность аллювия достигает 15—20 м.

На правобережных притоках Енисея отложения первой надпойменной террасы развиты крайне незначительно и представлены обычно весьма грубым песчано-галечниковым материалом, состоящим не менее чем на 50—60 % из продуктов разрушения траппов.

О возрасте первой надпойменной террасы существуют некоторые разногласия. В низовьях Енисея В. Н. Сакс выделяет этот уровень или как «нижнюю надпойменную террасу» (1951), или в качестве высокой поймы (1953). И в том, и в другом случае слагающие их отложения он относит к голоцену. Такого же мнения придерживается С. В. Эпштейн (1953, 1956), утверждая, что описываемая терраса, являющаяся первой надпойменной в среднем течении, вверх по долине Енисея переходит в высокую пойму, в осадках которой были обнаружены неолитические орудия (Ивановский, 1954). Неолитическая керамика была также найдена и нами в основании покровных отложений разбираемой террасы около станка Татарское. По заключению А. Ф. Формозова, упомянутые черепки относятся к разному времени. Один фрагмент—желтый, лепной, с примесью раковины в глине и с заглаженной бороздами поверхностью, относится скорее всего к афанасьевской культуре, т. е. концу третьего—началу второго тысячелетия до нашей эры. Второй черепок—черный от сосуда, сделанного на гончарном круге, относится ко времени позднего железа. Все это как будто говорит в пользу отнесения первой надпойменной террасы Енисея к раннему голоцену.

Вместе с тем в разрезе террасы у станка Бахты были обнаружены остатки мамонта, переданные в 1953 г. Д. К. Зеgebарту на определение В. И. Грому. Согласно же радиоуглеродным определениям, вымирание *Elephas primigenius* Blum. произошло 10 000—11 000 лет назад (устное сообщение М. Н. Алексеева). Следовательно, аллювиальные отложения описываемой террасы относятся скорее всего к самому концу верхнего плейстоцена. Покровные образования аллювиально-делювиального происхождения могут при этом иметь и более молодой возраст.

Этот вывод подкрепляется палеоботаническими данными.

Согласно исследованиям Е. В. Корневой, таежная растительность современного типа возникла в пределах исследованной территории только с начала голоценовой эпохи. Во время же формирования первой надпойменной террасы климатические условия были еще довольно суровые. Более того, исходя из общего состава обнаруженных в осадках террасы пыльцы и спор (в целом эти отложения мало пыльценосны) и учитывая данные Л. В. Голубевой (1957) для синхронных отложений в низовьях Оби, очень осторожно можно говорить о некотором похолодании климата в это время. На это указывает, по-видимому, и семенная флора. Из отложений первой надпойменной террасы у станка Чулково карпологом Г. А. Балугеой в 1951 г. были извлечены многочисленные склероиды *Fungi*, мегаспоры *Selaginella selaginoides* L., веточки *Bryales*, хвоинки *Picea* sp. *obovata*, семена и орешки *Alisma* cf. *plantago*, *Cares* sp., *Cares* cf.

rigida, *Juncus arcticus* Willd., *Juncus Gerardi* doisel., *Alisma* sp., *Betula nana*, *Chenopodiaceae* gen., *Silene* sp., *Caryophyllaceae* gen., *Batrachium* cf. *aquatilis* L., *Papaver redicatum* Rottb., *Cochlearia ovetica* Schl., *Nasturtium palustre* D. C., *Criciferae* sp., *Potentilla supina* L. В микрофракции того же образца И. Г. Ковалевская отмечает в количестве 4—7 зерен *Lycopodium*, *Polupodiaceae*, *Abies*, *Picea*, *Pinus* sex., *Diproxylon*, *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Compositae* и особенно много *Betula* sp. (18 зерен), *Chenopodiaceae* (23 зерна), *Artemisia* (54 зерна), *Caryophyllaceae* (12 зерен).

Скудность приведенных данных не позволяет сделать достаточно обоснованных выводов о характере растительного покрова в это время.

Можно, вероятно, двояко объяснить бедность растительными остатками отложений первой надпойменной террасы. Она обусловлена или особенностями литологии осадков (преимущественно представленных хорошо промытыми песками) или же ухудшением климатических условий — усилением сухости воздуха (по присутствию большого числа зерен полыней и лебедовых) и снижением температур вегетативного периода. В последнем случае климатические изменения следует, по-видимому, связывать с кратковременной и небольшой по размерам вспышкой ледниковой деятельности в заключительную, сарпанскую стадию зырянского оледенения.

Таким образом, верхнеплейстоценовый век является, по существу, продолжением ледниковой эпохи, начавшейся, возможно, в самом конце нижнего плейстоцена. Тем не менее от максимального последующее зырянское оледенение было отделено временем значительного потепления климата. Льды в этот период полностью растаивали в области невысоких гор Енисей-Нижнетунгусского междуречья и сохранялись, возможно, лишь на возвышенностях Путорана, Норильских гор и т. д. (Урванцев, 1956). Зырянское оледенение было значительно пассивнее максимального (самаровского) и, вследствие этого, льды имели меньшее распространение в пределах Западно-Сибирской низменности. Скорее всего Восточно-Сибирский и Уральские языки не соединились между собой (Алявдин, 1957).

По-видимому, зырянское оледенение могло начаться еще при сравнительно высоком стоянии полярного моря. Об этом могут свидетельствовать, как нам кажется, наблюдающиеся местами постепенные переходы казанцевских морских отложений в зырянские водно-ледниковые образования и находки фауны в последних. Дальнейшее развитие оледенения протекало на фоне снижения уровня моря.

Отрезок времени активного развития зырянских ледников был, очевидно, также относительно короче, чем для самаровского оледенения. Зато деградация зырянского ледника в условиях высокой сухости воздуха и, следовательно, резких температурных колебаний затянулась на длительное время, превосходящее активную фазу, вероятно, в несколько раз.

Разная продолжительность по времени фаз активизации и деградации зырянских ледников находит свое подтверждение со стороны объема и площадного распространения синхронных геологических образований, развитых в перигляциальной зоне.

Выше было показано, что активной фазе зырянского оледенения соответствуют весьма локально распространенные глинистые осадки подпруженного енисейского водоема (нижний перигляциальный комплекс). Верхний, преимущественно озерный комплекс, слагающий обширную озерную равнину на левобережье Енисея, отвечает уже времени начала распада ледяных покровов и их бурного таяния. Значительные аллювиальные поля второй каргинской, а также первой сарпанской надпойменной террас относятся к последующим второму и третьему этапам постепенного умирания верхнеплейстоценового оледенения.

В этом смысле период формирования упомянутых террас относится к поздне-последнему времени. Это был переходный этап от ледниковой к голоценовой эпохе.

ГОЛОЦЕН — Q_3

Голоценовые отложения объединяют сравнительно разнообразный комплекс отложений, имеющих вместе с тем сравнительно небольшое локальное распространение.

Аллювиальные отложения — $al Q_3$ наиболее широко распространены в енисейской долине. Они слагают пойменную террасу и выстилают русло реки. Их мощность в среднем достигает 35—40 м, возрастаая вниз по течению до 50—60 м к району Усть-Порта (Сакс, 1951, 1953).

Осадки, слагающие пойму, пространственно приурочены главным образом к левобережью Енисея. В местах озеровидных расширений этой террасы наиболее полное выражение находят все фации енисейского аллювия, особенно, старичные (озерные) отложения.

В основании аллювиальной голоценовой свиты на размытой поверхности более древних четвертичных пород, особенно ледниковых, залегают, судя по буровым скважинам, галечники и разнозернистые пески с гравием и галькой, мощностью до 2—3 м. Обломочный материал высоко окатан и состоит преимущественно из траппов и различных палеозойских песчаников, вымытых из подстилающих гляциальных пород.

Выше по разрезу вскрываются песчаные и песчано-галечниковые осадки русловых фаций, обладающие косой и диагональной слоистостью. Пески желтые и серые, часто ожелезненные, слюдистые, с довольно разнородным механическим составом, что следует из приводимой табл. 30.

В минералогическом отношении песчаные отложения левобережной поймы в районе елогуйского расширения отличаются высоким содержанием рудных до 70% (ильменит, магнетит) и сравнительно невысоким пироксенов — до 30—31%, отмечается также гранат до 15%, эпидот до 5%, роговая обманка до 2%, в единичных зернах турмалин, циркон, рутил, силлиманит, ставролит и слюды.

На правобережных участках енисейской поймы русловой аллювий значительно грубее и содержит повышенное, по сравнению с левобережным, содержание пироксенов. Минералогический состав песков здесь следующий: пироксенов 60—62%, эпидота 10—15%, рудных 12—15% (магнетит и ильменит), роговая обманка 3—5% и единичные зерна или доли процента — турмалина, сфена, граната, слюд, лимонита и т. д. Очевидно, это обстоятельство объясняется более энергичным размывом вдоль правого берега подстилающих четвертичных отложений.

В верхней части толщи русловых осадков встречаются линзовидные прослои (мощностью до 2—3 м) мореноподобного материала — плохо отсортированных супесей с гравием, галькой и даже валунами. Они содержат, по данным З. В. Алешинской, большое количество речных планктонных форм диатомовых водорослей при незначительном развитии донных видов. По мнению З. В. Алешинской, это свидетельствует о формировании мореноподобных образований в периоды половодий (Алешинская, Архипов, Лаврушин, 1958).

Действительно в настоящий момент на енисейском бечевнике в значительных масштабах формируются подобные осадки, выраженные в рельефе в виде корг и кекур, описанные нами в специальной статье (1958). Они являются своеобразной фацией аллювия, возникающей в специфических условиях повышенной эрозионно-аккумулятивной деятельности речного льда. Механический состав этих осадков близок к аналогичным образованиям из разреза поймы. В то же время они обнаруживают большое сходство с гляциальными моренными породами.

В благоприятных условиях супесчаные валунно-галечниковые осадки корг и кекур постепенно перекрываются мелкоземом и консервируются в виде зачаточной поймы. Процесс этот на Енисее можно проследить во всех его деталях: от беспорядочно нагроможденных невысоких куч не

Таблица 30

Механический состав руслового аллювия пойменной террасы Енисея

Местонахождение	Фракция, %			
	>0,25 мм	0,25—0,10 мм	0,10—0,01 мм	<0,01 мм
Протока Сургутиха, 15 км выше станка Сургутиха	4,30	71,04	17,40	7,26
	0,04	7,85	45,98	46,13
	0,62	18,07	58,55	22,76
	6,72	19,13	21,80	2,85
	0,03	2,08	13,50	84,39
	4,65	16,68	9,89	68,78

сортированного обломочного материала, отложенногодвигающимся льдом, морфологически выраженных в виде все более растущих в своих размерах корг и кекур, до перехода их в ископаемое состояние.

Описанное явление имеет огромное значение для литолого-фациального анализа более древних четвертичных толщ.

Совершенно очевидно, что маломощные линзы мореноподобного материала в толще аллювия второй и четвертой надпойменных террас Енисея (см. выше) также могут быть аллювиального происхождения.

Старичные и старично-озерные отложения пойменной енисейской террасы имеют значительное распространение в пределах четковидных расширений енисейской долины. Они приурочены к верхам песчаной пачки руслового аллювия, но местами отделяются от них резким размывом. Описываемые отложения представлены темно-синими, серовато-синими, иногда с зеленоватым оттенком глинами, значительно иловатыми, плотными, слюдистыми с неясной горизонтальной слоистостью, с большим содержанием полусгнивших растительных остатков. Для породы характерен слабый сероводородный запах и в изобилии разбросанные гнезда вивианита, которые, очевидно, и определяют окраску глин. Минералогический состав глин определяется в основном гидрослюдами с примесью бейделита (определения М. А. Ратеева).

Старично-озерный генезис описываемых осадков подтверждается данными диатомового анализа. Согласно исследований З. Б. Алешинской, в глинах содержатся виды, обитающие в пресных водах, характеризующихся бедностью кислорода (ниже 5%) или лишь следами его, а также ничтожным содержанием других солей. Значительное количество в глинах донных форм диатомовых, а среди планктона наличие видов, характерных для Енисея, свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в мелком, заболоченном водоеме. Незначительная глубина (не более 2—3 м) не позволила поселиться в его водах собственным, присущим данному озеру планктонным формам.

Косвенным подтверждением генезиса описываемых отложений являются линзовидные (0,5—1,0 м) прослои торфа, перекрывающие глины и возникшие, очевидно, в местах бывших стариц.

Максимальная мощность старично-озерных осадков достигает 10—12 м. Они залегают в виде значительных по протяженности линз во внутренних частях поймы.

Пойменные фации представлены различными осадками. Наиболее распространенными, но приуроченными главным образом к приустьевой зоне поймы, являются линзовидно-слоистые супеси и пески. Пески желтовато-серые, буровато-желтые кварцевые, слюдистые, с очень небольшим содержанием темноцветных минералов, мелкозернистые. Часто в песках наблюдается неясная горизонтально-волнистая слоистость.

Супеси желтовато-бурые, песчаные, пылеватые, с мелким растительным детритом, иногда горизонтально-слоистые.

Обычно описанные осадки слагают гривы и береговые валы, где их мощность достигает 5—6 м. В межгрядных понижениях мощность их уменьшается до полного выклинивания. Не меньшим распространением, но уже в основном в центральных частях пойменной террасы, пользуются буровато-коричневые суглинистые осадки. Порода обычно мелкокомковатая, местами пылеватая, макропористая. Часто наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная (3—5 мм) прослойками намывного торфа и мелкого растительного детрита. Максимальная наблюдаемая мощность этих образований достигает 4—4,5 м.

Среди пойменных фаций имеет некоторое развитие весьма специфическая литологическая разность, отвечающая по существу, енисейскому плавнику. Эти осадки сложены грязно-серым глинистым материалом с большим количеством растительного мусора в виде обломков и целых стволов деревьев, сучьев, ветвей, листьев и т. п. Обычно они очень слабо подвергались разложению и имеют «свежий вид». Приурочены они к межгрядным понижениям, частично выполняя их, и отвечают, вероятно, вторичным (но уже специфически енисейским) пойменным осадкам в понимании Е. В. Шанцера (1951).

Надводная часть левобережной енисейской поймы, включая русловую, старичную и пойменную фации, была опробована на спорово-пыльцевой анализ в районах Елогуйского и Туруханского расширений. В русловых песчаных осадках (фиг. 20) содержится, как правило, небольшое количество спор и пыльцы, среди которых резко преобладает пыльца трав и кустарников, в частности, отмечается высокое содержание кустарниковой березы. Наиболее богатыми являются спорово-пыльцевые спектры из старично-озерных глин. Пыльца древесных здесь резко доминирует над травами и кустарниками, а среди спор преобладают зеленые мхи. В составе древесных главную роль играет береза, ольха и сосна.

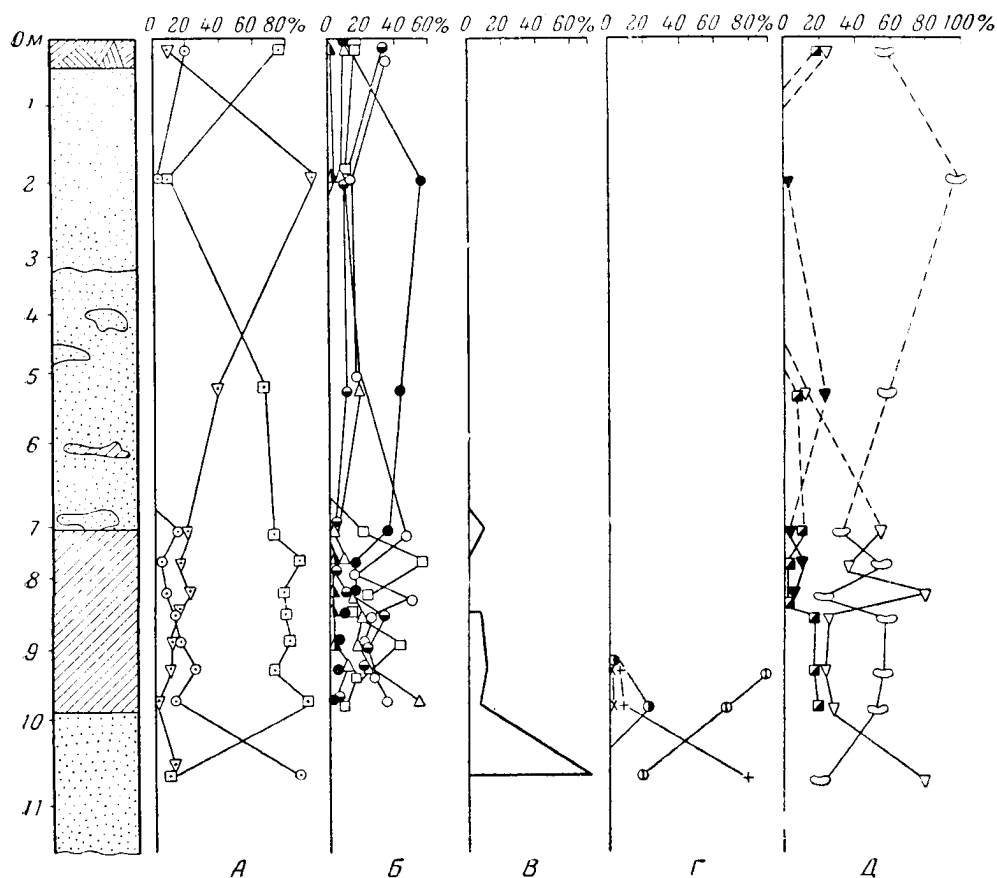
Комплекс отложений пойменных фаций обладает весьма однообразными спорово-пыльцевыми спектрами с примерно одинаковым участием древесной и травянисто-кустарниковой пыльцы. Среди древесных пород преобладает сосна (50—60).

Примерно в одинаковых количествах встречается пыльца березы, ели, кедровой сосны, ольхи и, наконец, в самых верхних частях разреза пойменных фаций (приуроченных к наиболее высоким отметкам поверхности поймы) отмечается пихта.

Приведенные данные не могут, конечно, дать законченной картины развития растительности в течение голоцена в пределах описываемого района. Спорово-пыльцевые спектры из отложений различных фаций отражают, по нашему мнению, скорее экологическую обстановку, существовавшую в различных частях поймы в период ее формирования. Естественно, что на прибрежных отмелях (пляжах) имеет место лишь травянисто-кустарниковая растительность. Вдоль стариц, по береговым валам, разрастаются ольха, березовое мелколесье, сосна и т. д. Наконец, на самых высоких, не каждый год заливаемых участках поймы, получают развитие сосновые леса с примесью березы, ели и пихты.

Вдоль правого берега Енисея происходят существенные изменения литолого-фациального строения поймы. Проще всего это сказывается в

преимущественном развитии русловых песчано-галечниковых фаций, почти полном исчезновении старичных отложений. Пойменные фации по литологическому составу оказываются близкими к русловым. Обычно в разрезах, вскрывающих эти осадки, наблюдается линзовидное переслаивание грязно-серых, грязно-бурых песчаных супесей и песков. Иногда встречаются гнезда разнотернистого песка, отмечается волнисто-горизонтальная слоистость.



Фиг. 20. Спорно-пыльцевые диаграммы надводного разреза енисейской поймы в районе елогуйского расширения:

А—общего состава пыльцы, Б—содержание пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Betula nana*, Г—пыльцы трав, Д—содержания спор. (Составила Е. В. Корнева). Условные обозначения см. фиг. 4.

По мере приближения к плоскогорью, начиная примерно от устья р. Сухой Тунгуски, постепенно сокращается мощность аллювиальной свиты. Одновременно пойма сначала превращается по существу в береговой вал, а затем в очень узкую (100—200 м) эрозионную террасу (подробнее см. в предыдущей главе). Окончательно выпадают из разреза старичные фации. Пойменные осадки сливаются с русловыми. Наконец, на правом берегу Енисея, ниже станка Мироедихи, на цоколе протерозойских пород сохраняется лишь маломощный разорванный чехол песчано-галечниковых отложений. Отмеченные вполне закономерные изменения в строении пойменной террасы Енисея, очевидно, связаны с неравномерными тектоническими движениями, выразившимися, в частности, в перекосе енисейской долины.

Гранулометрический состав руслового аллювия правобережных притоков Енисея

Т а б л и ц а 32

Местонахождение	Объем пробы, л	Выход классов, %										Пористость	
		Валуны 200 — 100 мм	Галька				Гравий		Песок				Пыль и глина 0,25 мм
			100 — 50 мм	50 — 25 мм	25 — 10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1 —0,5 мм	0,5 —0,25 мм			
Главная часть острова в русле Фатьянихи, 12,4 км выше Карских ворот	15	15,5	29,2	14,3	11,2	7,3	5,3	1,0	0,4	0,7	—	27,1	
Головная часть острова в русле Фатьянихи, 2,5 км ниже Карских ворот	15	5,3	23,3	14,5	11,4	8,3	8,2	3,1	1,1	0,2	—	25,6	
Русло Фатьянихи, 17 км выше урочища Чирово, коса . .	15	1,2	12,5	12,5	5,3	4,2	7,1	5,5	10,8	13,3	8,2	24,5	
Главная часть острова в русле Фатьянихи, 8 км выше устья	15	—	0,66	1,0	0,65	8,0	6,4	3,5	5,0	9,3	35,49	30,0	
Речка Татарка, 15—16 км от истока, коса	10	8	8,1	7,9	23,0	8,5	7,2	5,2	3,0	2,5	2,0	25,6	
Татарка, 20 км выше устья, коса	12	—	0,7	2,2	1,5	8,0	6,4	2,1	6,3	11,6	41,3	20,0	
Головная часть острова в русле речки Бакланихи, 7,0 км выше устья	12	—	2,64	15,6	16,7	16,5	15,6	4,16	2,5	0,2	0,1	25,0	
Головная часть острова в русле р. Сухой Тунгуски, 5 км выше устья	15	—	6,16	2,3	33,0	12,0	12,7	2,2	3,1	5,20	1,33	18	
Русло речки Комсы, 10 км выше устья коса	15	—	23,3	13,4	10,0	10,0	13,3	6,67	6,70	6,60	10,03	20	
Русло ручья верхнего Имбака, 21 км выше устья, коса .	15	—	10,0	16,6	20,0	13,4	13,2	6,5	6,7	13,3	2,3	20	

Строение и состав синхронных голоценовых аллювиальных отложений в долинах правых притоков Енисея также обнаруживает определенную зависимость от геоморфолого-геологического строения той территории, по которой они протекают.

В области плоскогорья аллювий представлен главным образом галечниками и песками русловых фаций. Старичные осадки практически отсутствуют, а пойменные мало чем отличаются от русловых. Гранулометрический состав руслового аллювия для рек Нижней и Сухой Тунгусок, а также Фатьянихи приводится в табл. 31.

Таблица 31

Гранулометрический состав руслового аллювия рек Нижней и Сухой Тунгусок, а также Фатьянихи

Название реки	Фракция, %									
	500—200 мм	200—100 мм	100—50 мм	50—25 мм	25—10 мм	10—5 мм	5—2 мм	2—1 мм	1—0,5 мм	<0,5 мм
Нижняя Тунгуска	0,5	8,5	7,0	14,0	30,0	6,5	9,5	3,5	9,5	10,0
Сухая Тунгуска	—	7,5	8,0	12,5	25,5	12,0	10,0	4,5	7,0	11,0
Фатьяниха	1,0	5,0	15,5	20,0	31,5	8,5	3,0	2,5	3,5	10,0

Из таблицы следует, что осадки состоят в массе (60—70%) из галек и валунов, среди которых преобладают траппы, песчаники, встречаются туфы, аргиллиты и кремнистые породы. Окатанность обломочного материала в целом высокая — II и III классы.

В нижнем течении этих рек, а также до рек Комсе, Татарке, Бакланыхе и др., т. е. в пределах восточной окраины Западно-Сибирской низменности, отмечается общее закономерное мельчание гранулометрического состава аллювия и постепенная дифференциация его фаций. Четко обособляются русловые и пойменные осадки, появляются старичные образования. Эти изменения гранулометрического состава руслового аллювия приводятся в табл. 32.

Некоторые реки — Нижняя Тунгуска, Мироедиха, Сухая Тунгуска, Бахта, Фатьяниха образуют в своих устьях конусы выноса. Наиболее грандиозный из них формирует сейчас Нижняя Тунгуска. Он выдвинут в русло Енисея на 1,0—1,5 км, отодвигая его фарватер почти под прямым углом к левому берегу. Осадки, слагающие конус, представлены песчано-галечниковым материалом.

Минералогический состав аллювия правых притоков отражает литологический состав пород Средне-Сибирского плоскогорья. В шлихах, в магнитной фракции повсеместно присутствует магнетит, в электро-магнитной — пироксены (от 40 до 85—90%), ильменит (до 20%), эпидот, гранат, роговая обманка, лимонит, гематит и т. д. (от единичных знаков до 1%). Встречаются знаки золота, шпинели, касситерита и некоторых других редких минералов. В тяжелой фракции почти всегда присутствуют знаки рутила и циркона. В легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты (Микуцкий, Скрипка, 1951; Белостоцкая, Благовещенская и др., 1951).

Голоценовый аллювий левых притоков Енисея существенно отличается от вышеописанного аллювия правых притоков широким развитием старичных, особенно пойменных фаций. Среди осадков преобладают суглинки и супеси, глины и в меньшей степени пески (реки Елогуй, Пакулиха, Нижняя Баиха, Турухан и т. д.). Значительно отличается от право-

бережных притоков и минералогический состав аллювия. В шлихах с р. Пакулихи в электромагнитной фракции сокращается до 10—25% содержание пироксенов, при повышении роли ильменита до 65—70%, роговой обманки до 30%, эпидота до 10—20%, граната до 10%; в относительно большем количестве встречается турмалин. В тяжелой фракции содержание циркона достигает 10—15%, и наряду с рутилом появляется уваровит.

Все эти отличия и особенности голоценового аллювия левых и правых притоков Енисея обязаны, очевидно, геологическому строению и характеру молодых тектонических движений в области Енисейской депрессии и по западным отрогам Средне-Сибирского плоскогорья.

Озерно-болотные отложения — lim Q₃ имеют весьма широкое распространение на междуречных пространствах вдоль западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья и по восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Наиболее подробно они изучены по восточной окраине Западно-Сибирской низменности в области развития зырянского ледника и на перигляциальном отрезке енисейской долины.

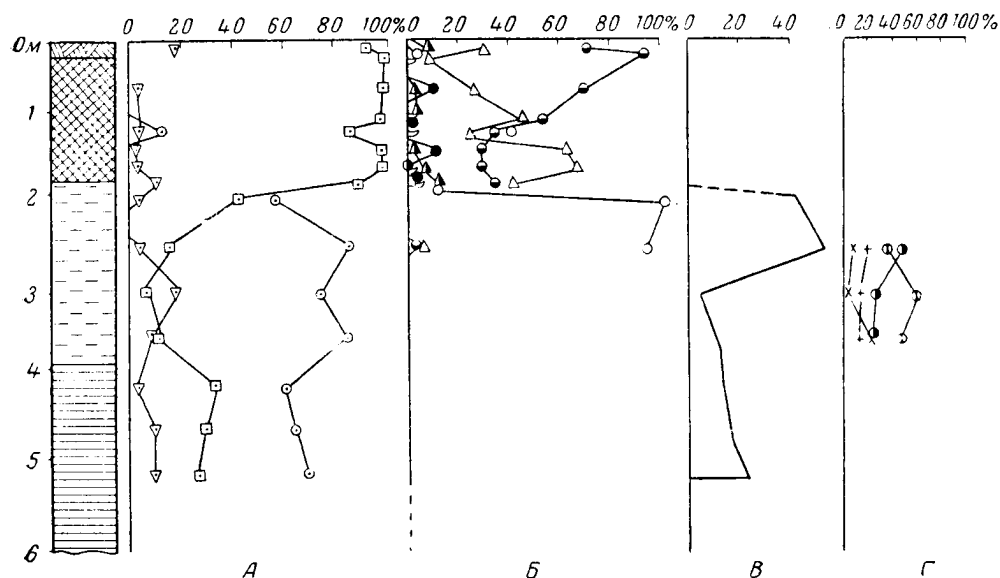
Озерно-болотные отложения приурочены к многочисленным озерным котловинам. Последние имеют различный генезис, но возникновение их, несомненно, относится ко времени таяния зырянского ледника. Поэтому осадконакопление в озерах, очевидно, началось еще в сартанское и даже каргинское время. К сожалению, в естественных обнажениях по краю озер в буграх пучения под 2—4-метровым слоем торфа удается наблюдать лишь самую верхнюю и незначительную часть предполагаемых осадков. Это обычно темно-синие илы или глины с гнездами вивианита и слабым сероводородным запахом, отложившиеся, очевидно, в условиях восстановительной среды.

Возможный сартанский возраст этих илов определяется характером растительных остатков, которые они содержат. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца трав, кустарников и кустарничков, а также *Betula* *sex. nana*, содержание которой иногда достигает 60%. Среди трав доминирует Gramineae и разнотравные, среди спор — *Bryales*, *Lycoridaceae* меньше *Sphagnum*. Таким образом, озерные илы, залегающие под торфяниками, формировались в условиях сурового климата. По берегам озер в это время существовала тундра. Отсюда и возникает предположение, высказанное Е. В. Кореновой (Архипов, Коренева, Лаврушин, 1958), что начало развития и интенсивный рост торфяников начинается в послесартанское время. Действительно, в образцах, взятых в самом основании торфяных залежей, наблюдается резкое увеличение пыльцы древесных пород до 90—95%, причем устанавливается известная приемственность в развитии растительного покрова времени накопления илов и затем торфа.

В спорово-пыльцевых спектрах из торфяного бугра, расположенного на междуречье рек Нижней Баихи и Малой Пакулихи (примерно 64°30' с. ш.), в зоне современной тайги содержится до 90% пыльцы древесных пород и 10% спор, среди которых преобладают зеленые мхи. Из древесных пород доминируют *Pinus sibirica* и *Picea* sp., присутствуют *Pinus silvestris*, *Abies* sp., древесная береза и т. д. Намечается чередование фаз с преобладанием ели, березы и *Pinus sibirica* (фиг. 21). Следующий торфяной бугор был опробован у самого края зырянского оледенения в 6 км к северу от фактории Усть-Баиха на р. Турухан (около 66° с. ш.), в южной половине лесотундровой зоны. Здесь также резко преобладает древесная пыльца (фиг. 22). Доминирует ель и береза, по которым также как будто намечаются фазы развития лесной растительности.

Самый северный опробованный торфяник расположен на правом берегу Енисея в 15 км ниже станка Никольска (примерно 69° с. ш.), у юж-

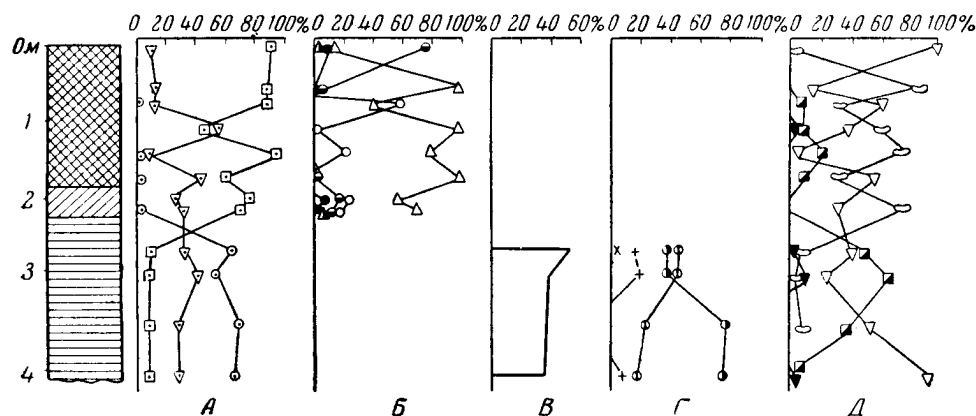
ной границы современной тундры. Мощность его около 2,5 м. Торфяной пласт перекрывается слоем озерной гиттии и покровными, по-видимому, делювиального типа супесями. В спорово-пыльцевых спектрах Никольского торфяника наряду с прежним доминированием древесной пыли,



Фиг. 21. Спорово-пыльцевые диаграммы торфяного бугра с междуречья рр. Нижней Баихи и Малой Пакулихи:

А—общего состава пыли и спор, Б—содержание пыли древесных пород, В—пыльцы *Betula pampa*, Г—пыльцы трав. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4

появляется, в отличие от двух более южных, пыльца трав, кустарников и кустарничков. По всему разрезу торфяника отмечается присутствие кустарниковой березы (фиг. 23). Кроме того, в верхней части слоя торфа

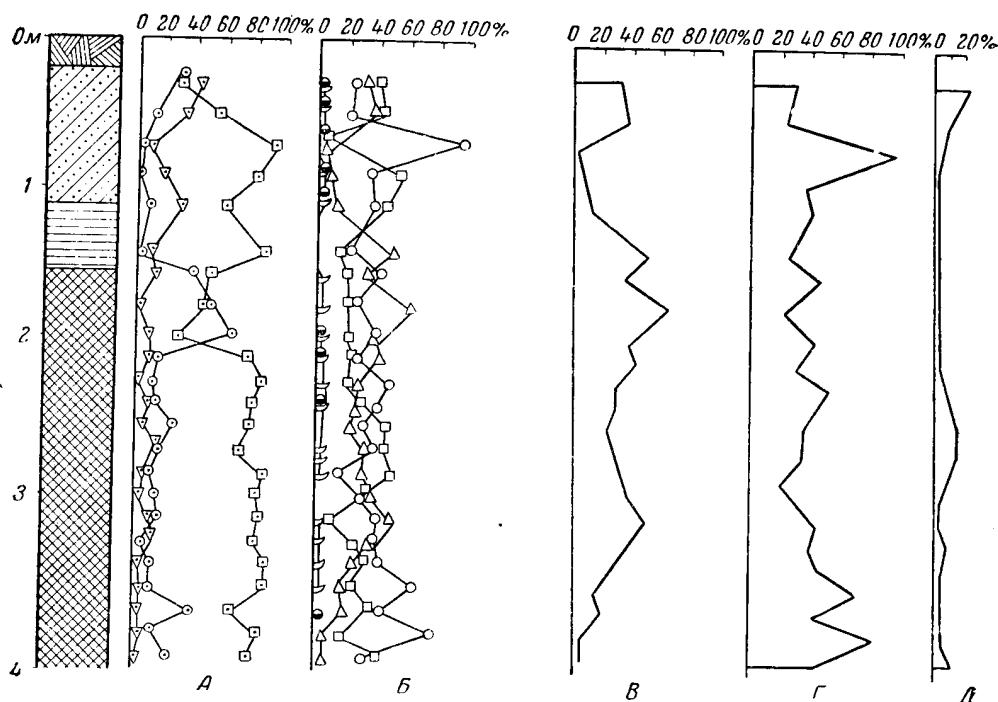


Фиг. 22. Спорово-пыльцевые диаграммы торфяника из района фактории Усть-Банхи: А—общего состава пыли и спор, Б—содержания пыли древесных пород, В—пыльцы *Betula pampa*, Г—пыльцы травянистых растений, Д—содержания спор. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4

наблюдается сокращение содержания древесной и резкое увеличение пыли травянистых пород.

Сравнение всех приводимых спорово-пыльцевых диаграмм торфяников, в том числе и разреза пойменной террасы, позволяет, по мнению Е. В. Ко-

речевой, выявить некоторые общие черты в истории формирования растительности в голоцене. Начало этой эпохи характеризуется вытеснением разреженно-лесных, лесотундровых формаций типично лесными и их значительным продвижением к северу в зону современной тундры (Никольский торфяник). В строении лесов в южной части исследованного района принимали участие ель, кедровая сосна, пихта, береза, а также реже обыкновенная сосна, лиственница и ольха.



Фиг. 23. Спорово-пыльцевые диаграммы Никольского торфяника:

А—общего состава пыльцы и спор, Б—содержания пыльцы древесных пород, В—пыльцы *Pinus*, Г—пыльцы *Betula* (древесной), Д—пыльцы *Betula nana*. (Составила Е. В. Коренева). Условные обозначения см. фиг. 4.

Анализ приводимых диаграмм показывает два максимума ели, разделенных максимумом древесной березы. Второй максимум ели совпадает с увеличением участия других темнохвойных пород — пихты и кедровой сосны (торфяник севернее фактории Усть-Баихи) и, по мнению Е. В. Коренева, отражает время климатического оптимума голоценовой эпохи.

Вслед за тем намечается современное похолодание климата. Оно отразилось на верхах Никольского торфяника увеличением пыльцы кустарников, кустарничков и травянистых растений — *Betula nana*, *Salix* sp., *Ericaceae* и т. д., а также подтверждается прекращением роста и деградацией верхних горизонтов торфа в настоящее время севернее полярного круга.

Южнее полярного круга похолодание устанавливается по сокращению в поверхностных пробах пыльцы ели и господству пыльцы сосны.

Голоценовые и более древние плейстоценовые, не расчленяемые делювиальные, элювиальные, солифлюкционные, гравитационные и т. п. отложения имеют, как правило, в рассматриваемом районе незначительную мощ-

ность, а в их площадном распространении устанавливаются определенные закономерности.

Делювиальные отложения имеют преимущественное развитие на равнинных пространствах восточной окраины Западно-Сибирской низменности и в пределах Приенисейской предгорной равнины.

На плоских междуречьях на поверхности енисейских террас описываемые осадки достигают мощности до 0,5—2,0 м. Обычно они близки по своему вещественному составу к породам, за счет которых они образовались и представлены всевозможными супесчано-суглинистыми неслоистыми, иногда пылеватыми и макропористыми породами.

В основании пологих склонов мощность делювия несколько возрастает и в толще их местами отмечается неясная слоистость.

По западным отрогам Средне-Сибирского плоскогорья делювиальные осадки вытесняются солифлюкционными и гравитационными. Последние формируют по склонам горных останцов (см. главу II) курумы, каменные реки, глыбовые россыпи и т. д. Мощность последних, очевидно, во многих случаях достигает нескольких метров.

На поверхности столовых гор встречается физический элювий, образовавшийся в процессе морозного выветривания. Он представлен желто-бурыми скелетными, суглинками. Мощность его невелика, не более 0,5—0,7 м.

Подведем некоторые итоги изучения четвертичных отложений Приенисейской Сибири и, привлекая литературные данные по смежным территориям, попытаемся наметить некоторые палеогеографические обобщения.

Фактические материалы показывают, что в конце плиоцена — начале антропогена (по В. И. Громову, 1955) имела место довольно продолжительная по времени своего проявления фаза усиленной тектонической активности, захватившая обширные территории. В пределах Западно-Сибирской низменности начинается формирование «валов» и «впадин» (Нагорский, 1950, Николаев, 1957), а в поясе горного обрамления низменности — молодых гор (Нагорский, 1950, Шукина, 1958, Лунгерсгаузен, Раковец, 1957, Боголепов, 1955). Следовательно, тектонические движения носили четко выраженный дифференцированный характер, отчетливо устанавливающийся и в пределах Приенисейского района. Это подтверждается, в частности, условиями залегания древнейших четвертичных пород в эрозионно-тектонических депрессиях, высоким содержанием в них пироксенов, преобладанием аллювиальных песчано-галечниковых осадков и т. д. Последние являются вероятно отложениями Праенисея и его притоков. По-видимому, основные реки Западной Сибири этого времени текли, как и сейчас, на север, к Полярному бассейну (Сакс, 1953).

С описываемым стратиграфическим рубежом связаны, по-видимому, и некоторые изменения в составе флоры Западной Сибири (Нагорский, 1950), что указывает на определенное похолодание и, вероятно, усиление сухости, континентальности климата. В то же время, как показывают исследования О. В. Матвеевой (1958 г.), в предгорьях Алтая наблюдается несомненная приемственность между плиоценом и эоплейстоценом как в растительном, так и в животном мире. В эоплейстоцене, отчасти нижнем плейстоцене, по мнению О. В. Матвеевой, в Западной Сибири еще произрастали по долинам рек в качестве плиоценовых реликтов широколиственные породы: дуб, вяз, липа и т. д. В составе фауны млекопитающих этого периода отмечаются южно-азиатские элементы (Вангенгейм, 1957).

В период, непосредственно предшествующий максимальному оледенению, изменения климата по-видимому эволюционировали в сторону постепенного похолодания и одновременно прогрессивного увлажнения. Об этом опять-таки свидетельствуют исследования О. В. Матвеевой (1958)

в предгорном Алтае, Спорово-пыльцевые спектры, извлеченные ею из саянских илов, подстилающих отложения времени максимального (катунского) оледенения, устанавливают широкое развитие еловых лесов, указывающих на сильную влажность климата. Эти изменения климата, вероятно, были связаны с обширной досамаровской трансгрессией Полярного моря. Она была вызвана тектоническими прогибаниями северных районов Западно-Сибирской низменности, и следы ее устанавливаются в исследованном Приенисейском районе. В южных и центральных районах Западной Сибири, вследствие повышения базиса эрозии, в это время существовал озерный режим, в широких масштабах происходила седиментация сизых глин (Нагорский, 1950, Мизеров, 1953, Щукина, 1953, Зубаков, 1957 и т. д.).

Увлажнение климата, таким образом, причинно связано с тектоническими движениями и в то же время оказало огромное влияние на возникновение покровного среднеледникового оледенения. В свою очередь, развитие ледников в горах происходило на фоне вероятно значительных и неоднократных поднятий западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Отсюда, по-видимому, следует, что весьма сложный ход развития ледниковой эпохи, охватывающей средний, верхний, отчасти возможно, нижний плейстоцен, обусловлен не только климатическими изменениями, но и тектоническим фактором. В частности, залегание максимальной морены в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья в глубоких эрозионных и эрозионно-тектонических депрессиях, очевидно, указывает на значительную тектоническую фазу в предсамаровское время. Существование гляциально-морских отложений свидетельствует о дифференцированности тектонических движений — поднятиях в горах и опусканиях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности и т. д.

В течение ледниковой эпохи намечается две волны продолжительного похолодания. Они отвечают максимальному и зырянскому оледенениям, разделенным, по-видимому, весьма кратковременным потеплением в казанцевское межледниковье. Максимальное оледенение имеет две четко выраженные стадии: самаровскую и тазовскую. Возможно, что мореноподобные суглинки в верхах нижнего плейстоцена окажутся при дальнейшем изучении одной из первых стадий этого же оледенения. При этом, по-видимому, не исключается их гляциально-лагуно-морской генезис (см. выше данные геохимического анализа и др.).

Несомненно, стадийно развивалось и зырянское оледенение, для которого насчитывается также до трех стадий. Наиболее четко устанавливается время максимального распространения ледников и сартанская вспышка.

Ледниковья характеризуются резко холодным и сухим климатом, межстадиальные отрезки времени — некоторым потеплением (не достигавших, впрочем, современных климатических условий, за исключением, видимо, казанцевского времени) и значительным увлажнением (Матвеева, 1958, Коренева и др., 1958 и Голубева, 1957). Эти несомненные климатические изменения во многом определили литолого-фациальный состав четвертичных отложений. В то же время стратиграфическое значение ледниковые и межстадиальные горизонты (анализ которых и выявляет колебания климата) имеют только в пределах депрессий — областей, испытавших в антропогене устойчивые прогибания. Тем самым еще раз подчеркивается важная роль тектонического фактора.

Последледниковая голоценовая эпоха имеет вполне определенную флористическую (Архипов, Коренева, 1958, Матвеева, 1958, Голубева, 1957) и фаунистическую характеристику (Громов, 1948). Это эпоха значительного потепления климата Сибири, что нашло свое отчетливое выражение, в частности, в продвижении таежной растительности во время климати-

ческого максимума в зону современной тундры и вымирания арктических животных. В то же время в голоцене вероятно не прекращалась тектоническая жизнь исследуемой территории. Она нашла свое отражение в описанных выше особенностях строения аллювиальных свит пойменных террас, русловых отложениях рек и т. д.

Таким образом, в истории четвертичного периода (антропогена) как будто намечаются три последовательно сменявшиеся этапа: древний, охватывающий отрезок времени примерно до максимального оледенения или несколько меньший, средний — ледниковый и современный — послеледниковый. Каждая из упомянутых эпох имеет свою специфическую геолого-геоформологическую, фаунистическую и флористическую характеристику как в пределах исследованной, так и смежных областях Сибири (Громов, 1948, Вангенгейм, 1957, Матвеева, 1958, Равский, 1957, Алексеев, 1957 и др.).

Тем не менее изучены они резко неравномерно, особенно мало фактических данных по древнему этапу четвертичной истории. В настоящий момент можно лишь говорить о том, что это была эпоха, которая по характеру геолого-тектонического развития, повлекшего за собой коренные изменения физико-географического порядка, подготовила оледенение Сибири. Однако об объеме и продолжительности последней в Приенисейском районе нам известно очень мало. Поэтому нижняя граница антропогена, надежность выделения эоплейстоцена, граница последнего с плейстоценом и, наконец, стратиграфическое разделение доледниковой и ледниковой эпох не могли и не получили в настоящей работе вполне четкого определения.

К решению этого вопроса нас может приблизить разгадка генезиса мореноподобных суглинков в верхах глинистой толщи нижнего плейстоцена и изучение (пока еще не установленного) плиоцена рассматриваемой территории.

При отрицательном решении проблемы древнего оледенения кажется целесообразным объединение эоплейстоцена и нижнего плейстоцена в единую доледниковую эпоху, как недавно предложил В. И. Громов (1957). Но в случае ледникового генезиса упомянутых отложений логичнее было бы, пожалуй, оставить схему В. И. Громова 1955 г., принятую в настоящей работе.

Вместе с тем, как отмечает Е. Н. Щукина (1953), древнее оледенение на примере Алтая было весьма специфическим и, возможно, мало чем отличалось от современного оледенения гор. Поэтому она считает возможным относить его к доледниковой эпохе, под которой она понимает эоплейстоцен и нижний плейстоцен В. И. Громова. Началу ледниковой эпохи (средний и верхний плейстоцен), по данным Е. Н. Щукиной, предшествовала мощная тектоническая фаза, которой она придает важное стратиграфическое значение. Наличие этой фазы намечается и в пределах исследованного, а также в других районах Сибири (Нагорский, 1950, Лунгерсгаузен и Раковец, 1957; С. Г. Мирчинк, 1957; Лебедева, 1957 и т. д.), что может служить существенным аргументом для принятия схемы Е. Н. Щукиной. К сожалению, скудный фактический материал, имеющийся сейчас по Приенисейской Сибири, заставляет окончательное решение затронутых вопросов отнести к первоочередным задачам будущих исследований.

Глава IV

К МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ

Общая качественная характеристика четвертичных отложений рассматриваемой территории выявляет довольно обширную минералого-петрографическую ассоциацию. Она включает до 25—30 минералов: группу пироксенов (пижонит, диопсид, гиперстен и др.), полевые шпаты (плагиоклазы и реже калиевые полевые шпаты), кварц, рудные (магнетит, ильменит), гранат, рутил, турмалин, сфен, цеолиты, группу метаморфических минералов (ставролит, силлиманит, дистен, кианит), роговую обманку, эпидот, кальцит, доломит, слюды (биотит, мусковит), хлорит, серпентин, а также циркон, шпинель, золото, касситерит и др.

Среди валунов и галек встречаются разнообразные трапповые породы (диабазы, габбро-диабазы, долериты, базальты, миндале-каменные базальты и т. д.), различные песчаники, алевроиты, аргиллиты, доломиты, известняки, туфы, кремни, кварциты, кварц, контактно-измененные породы, сланцы, каменный уголь, кислые эффузивы, бокситы и т. д.

В то же время в количественном отношении вещественный состав осадков определяется всего тремя — пятью компонентами. Это прежде всего пироксены (пижонит), полевые шпаты (плагиоклазы) и кварц, в меньшей степени эпидот, роговая обманка, магнетит и кальцит. Остальные минералы встречаются в виде следов и долей процента.

Точно так же и среди валунно-галечникового материала преимущественным распространением пользуются траппы и различные песчаники. Остальные породы встречаются в подчиненном количестве.

Таким образом, четвертичный покров всей рассматриваемой территории образует одну терригенно-минералогическую провинцию, которую, по преобладанию в осадках продуктов разрушения траппов и палеозойских пород, следует связывать с областью Средне-Сибирского плоскогорья.

Поставщиком кварца и аксессуарных минералов, отмеченных выше, были мезозойские породы, достаточно широко распространенные по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, а также отчасти местные палеозойские отложения и траппы.

В отдельные отрезки времени влияние оказывал и Енисейский кряж, материал которого транспортировался Онисеем. Это, по-видимому, и обусловило некоторое минералогическое разнообразие осадков аллювиальных свит и отличия их от моренных образований. Так, для верхнеплейстоценовых енисейских свит характерна значительная слюдистость, не присущая ледниковым отложениям. В то же время ледниковые осадки

максимального оледенения по окраине Средне-Сибирского плоскогорья содержат цеолиты, не известные для енисейского аллювия и т. д.

В виду того, что описываемая территория относится к одной терригенно-минералогической провинции, как отдельные горизонты, так и яруса и даже отделы не имеют индивидуальной ярко выраженной минералогическо-петрографической характеристики. В связи с этим изучению были подвергнуты не стратиграфические подразделения, а основные генетические типы четвертичных отложений.

Полученные результаты оказались наиболее значительными для корреляции трех гляциальных горизонтов рассматриваемой территории. Они позволяют в совокупности с визуальными наблюдениями — цветом, структурой и текстурой, механическим составом и т. д. выявить некоторые индивидуальные особенности фациальных разновидностей разновозрастных гляциальных отложений.

Зырянская морена обычно желтовато-бурая, с рыжеватым оттенком, рыхлая, сильно песчаная, обогащенная валунами и галькой, при незначительном содержании гравия (табл. 23). Она характеризуется самым высоким абсолютным содержанием трапповой гальки (7,61—25,02%), доломитов (до 14,18%), известняков (до 4,13%), отчасти песчаников (до 26,67% при среднем 9,79%) и практически почти полным отсутствием кварца, кремней и кварцитов. Чрезвычайно характерно присутствие бурых песчаников с отпечатками мезозойской фауны (Ангутиха, Турухан, Ермаково, Плахино и т. д.) и нижнекембрийских конгломератов (Турухан).

Зырянские донноморенные отложения имеют самую бедную среди остальных гляциальных и, возможно, вообще четвертичных отложений различных генетических типов описываемой территории минералогическую ассоциацию, насчитывающую всего восемь-девять компонентов. В то же время она отличается самым высоким содержанием пироксенов (максимально до 40—51%) и обломков пород (до 68—75%), при низком содержании кварца (4—15%), полевых шпатов (0,6—25,77%) и резкими колебаниями содержания роговой обманки (1,65—25,77%).

В некоторых образцах в тяжелой фракции присутствуют или исключительно пироксены, или обломки пород. В зырянской морене не встречаются гранат, постоянно присутствующий в самаровской морене, турмалин, циркон, апатит, а также типичные и метаморфические минералы, характерные для тазовско-санчуговских пород (табл. 33).

Тазовско-санчуговские гляциально-морские породы имеют обычно темно-серую, местами черную окраску, иногда с зеленоватым или синеватым оттенком. Они уплотнены, слоисты, комковато-щебневатой структуры, обладают значительной глинистостью, содержат в абсолютном выражении наименьшее количество среди других гляциальных отложений трапповой (1,6—9,64% при среднем 3,4%) и песчаниковой (от 0,24 до 4,46%, при среднем 1,71%) гальки и валунов.

Описываемые породы отличаются от зырянской морены постоянным присутствием галек кварца, кремней и кварцитов, а у южного замыкания Енисейской депрессии — сланцев, бокситов и кислых эффузивов. Галька доломитов, известняков и аргиллитов встречается спорадически и весьма в незначительном количестве (табл. 34).

Вместе с тем, описываемые гляциально-морские отложения обладают самым богатым минералогическим комплексом по сравнению с зырянской и самаровской моренами. Этот комплекс включает до 18—20, а по данным В. А. Зубакова (1956), даже до 25—26 минералов.

Помимо главных пороодообразующих компонентов — пироксенов, кварца, полевых шпатов, роговой обманки и эпидота в виде следов и долей, реже единиц процента встречаются гранат, турмалин, циркон,

Минералогический состав (в %) зырянских моренных, нерасчлененных

Местонахождение	Класс, мм	Магнетит	Гидро- окислы железа	Пирок- сены	Роговая обманка
-----------------	-----------	----------	----------------------------	----------------	--------------------

Валунные морен

Правый берег Нижней Тунгуски— Голый яр	3—1 1—0,1 0,1—0,01	— Следы —	— — Следы	40,0 26,15 16,39	— — 2,18
Левый берег Енисея, станок Ан- гутиха	3—1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— Следы —	— 19,46 50,0	— — —
Правый берег р. Мироедихи, 1,0 км ниже устья ручья Верхний	3—1 1,0—0,1 0,1—0,01	— Следы Следы	— — —	51,0 36,15 26,35	— Следы 1,65

Нерасчлененные гляциальные и

Левый берег Нижней Тунгуски— Скрытый яр	>1,0 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы Следы —	— — — —	9,94 18,64 16,42 2,14	— — 2,35 —
Там же	>1,0 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы 1,24 —	— — — —	2,50 14,87 14,62 —	Следы 0,97 2,30 —

Флювиогляциальные

Правый берег Енисея, 15 км ниже станка Селиванихи	>1 1—0,1 0,1—0,1 <0,01	— — 1,52 —	— — — —	18,42 32,45 13,64 —	— — Следы —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — 10,0 —	— — — —	47,83 43,34 30,00 Следы	— 3,37 — —
"	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы 1,39 —	— — —	21,14 55,27 —	— — —
"	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— 1,48 —	— — —	23,85 10,33 Следы	Следы 0,63 —

Т а б л и ц а 33

гляциально-флювиогляциальных и флювиогляциальных отложений

Тремолит	Биотит	Хлорит	Мусковит	Долерит шпат	Кварц	Гранат	Турмалин	Эпидот
----------	--------	--------	----------	-----------------	-------	--------	----------	--------

ные супеси

—	—	—	—	20,0	10,0	—	—	—
—	—	—	—	3,99	3,96	—	—	4,74
—	0,20	—	—	25,77	10,31	—	—	3,28
—	—	—	5,0	20	—	—	—	—
—	—	—	0,14	7,78	—	—	2,99	—
—	—	—	5,0	15,0	—	—	20,0	—
—	—	—	—	15,45	—	—	—	5,18
—	—	—	—	1,50	15,85	—	—	2,15
—	—	—	—	3,0	14,10	—	—	10,80

флювиогляциальные отложения

—	—	—	—	12,48	20,80	—	—	Следы
—	—	—	—	7,81	16,78	—	—	3,09
—	1,7	—	—	13,39	32,84	Следы	Следы	4,19
—	—	—	—	47,14	36,43	—	—	0,36
—	—	—	—	18,50	27,50	—	—	Следы
—	—	—	—	18,67	28,41	Следы	—	3,96
—	—	—	—	20,58	33,97	Следы	—	5,83
—	—	—	—	40,00	30,00	—	—	—

отложения

—	—	—	—	10,30	13,86	—	—	Следы
—	—	—	—	10,62	14,62	—	—	4,63
—	—	—	—	12,12	8,79	—	—	Следы
—	—	—	—	25,00	10,0	—	—	—
—	—	—	—	4,36	15,21	—	—	—
—	—	—	—	7,45	11,53	—	—	8,67
—	—	—	—	10,0	40,00	—	—	—
—	—	—	—	25,00	65,00	—	—	—
—	—	—	—	14,67	20,92	—	Следы	4,90
—	—	—	—	5,08	14,32	—	—	3,30
—	—	—	—	50,0	—	—	—	—
—	—	—	—	18,34	24,14	Следы	—	2,65
—	—	—	—	31,22	32,50	—	—	3,16
—	—	—	—	30,60	39,98	—	—	Следы

Местонахождение	Класс, мм	Циркон	Кианит	Сили- манит	Апатит
-----------------	-----------	--------	--------	----------------	--------

Валунные морен

Правый берег Нижней Тунгуски— Голый яр	3—1 1—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— — —	— — —
Левый берег Енисея, станок Ан- гутиха	3—1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— — —	— — —
Правый берег р. Мироедихи, 1,0 км ниже устья ручья Верхний	3—1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— — —	— — —

Нерасчлененные гляциальные и

Левый берег нижней Тунгуски— Скрытый яр	>1,0 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1,0 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —

Флювиогляциальные

Правый берег Енисея, 15 км ниже станка Селиванихи	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
"	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —
"	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —

апатит, сфен, рутил, кальцит, доломит, из рудных—магнетит, слюды, ставролит, дистен, оливин, корунд, везувиан и др. Среди пироксенов, кроме пижонита, отмечаются гиперстен, диопсид, авгит, энстатит, клиноцоизит и цоизит, а из полевых шпатов—плагиоклазы и калиевые полевые шпаты (Зубаков, 1956₃).

Характерно присутствие в группе глинистых минералов, помимо гидрослюда, бейделлита и монтмориллонита.

Наряду с этим показательно по отношению к зырянской морене некоторое снижение процентного содержания пироксенов (до 7,9 и не свыше

Продолжение табл. 33

Рутит	Графит	Кальцит	Доломит	Цеоцит	Гидро- следы	Монт- морил- лонит	Бейделлит	Обломки пород
—	—	—	—	—	—	—	—	3,06
—	—	13,95	16,62	—	—	—	—	30,56
—	—	41,23	—	—	—	—	—	0,65
—	—	—	—	—	—	—	—	75,0
—	—	Следы	—	Следы	—	—	—	68,86
—	—	10,0	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	28,37
—	—	24,10	10,0	Следы	—	—	—	10,25
—	—	43,23	—	Следы	—	—	—	0,87

ные супеси

—	—	—	—	—	—	—	—	3,06
—	—	13,95	16,62	—	—	—	—	30,56
—	—	41,23	—	—	—	—	—	0,65
—	—	—	—	—	—	—	—	75,0
—	—	Следы	—	Следы	—	—	—	68,86
—	—	10,0	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	28,37
—	—	24,10	10,0	Следы	—	—	—	10,25
—	—	43,23	—	Следы	—	—	—	0,87

флювиогляциальные отложения

—	—	—	—	—	—	—	—	56,78
—	—	5,88	Следы	Следы	—	—	—	47,80
—	—	4,40	—	—	1,58	1,58	0,53	21,05
—	—	5,00	—	—	3,93	5,00	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	51,50
—	—	1,87	Следы	Следы	—	2,60	—	28,56
—	—	12,73	Следы	Следы	1,33	2,00	0,33	5,07
—	—	—	—	—	20,0	10,0	Следы	—

отложения

—	—	—	—	0,59	—	—	—	56,83
—	—	—	—	Следы	—	—	—	37,68
—	—	—	—	—	—	—	—	63,93
—	—	—	—	—	—	—	—	75,00
—	—	—	—	—	—	—	—	32,61
—	—	—	—	—	—	—	1,06	24,58
—	—	—	—	—	—	—	Следы	—
—	—	—	—	—	—	—	Следы	10,0
—	—	—	—	—	—	Следы	4,42	33,95
—	—	—	—	—	—	Следы	0,88	14,76
—	—	—	—	—	—	—	20,0	—
—	—	—	—	—	—	3,46	6,87	20,69
—	—	—	—	—	—	10,76	8,44	1,48
—	—	—	—	—	—	29,42	Следы	—

18,41%), при одновременном увеличении полевых шпатов (до 35—40%), кварца (до 40—60%), несколько большее присутствие роговой обманки, эпидота, граната и т. д. (табл. 35).

Самаровская морена обычно буровато-серого цвета, супесчаная, оскольчато-щебневатой структуры, значительно уплотнена; от тазовско-санчуговских гляциально-морских отложений отличается значительно повышенным содержанием трапповой (6,51—15,38%, в среднем 10,5%), песчаниковой (6,19—7,19%, в среднем 6,63%) и туфовой (1,17—2,01%, в среднем 1,39%) гальки и валунов (табл. 36).

Минералогический состав гляциально-морских

Местонахождение	Класс, мм	Минерало							
		Магнетит	Гидроокислы железа	Пироксены	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Мусковит	Полевой шпат
Бахтинский яр	3—1	—	—	—	—	—	—	—	—
	1 —0,1 0,1—0,01	Следы —	Следы —	4,53 7,79	0,58 0,60	Следы —	Следы —	— —	0,72 6,74
Пупковский яр	>1,0	—	—	2,06	—	—	—	—	8,42
	0,1—0,1	—	—	13,06	0,99	—	—	—	22,72
	0,1—0,01	Следы	—	18,41	3,49	Следы	—	—	16,52
	<0,01	—	—	Следы	Следы	—	Следы	Следы	40,00
Там же	1 —0,1	1,38	—	9,45	0,69	—	—	—	15,32
	0,1—0,01	Следы	—	3,83	0,54	—	—	—	20,14
	<0,01	—	—	Следы	—	—	Следы	—	35,0

Вместе с тем, присутствие кремней, кварца и кварцитов, небольшое содержание карбонатных пород отличает описываемую морену от зырянских гляциальных образований. Минералогический состав самаровской морены по числу компонентов (14—13 против 8—9, содержащихся в зырянской морене), присутствию пироксенов (6—12%) и кварца (до 67% и не ниже 28%) также отличается от зырянских ледниковых осадков (табл. 37). Вместе с тем, эти же данные сближают описываемую морену с тазовско-

Таблица 36

Петрографический состав валунов и галек самаровской морены

Местонахождение	Содержание, %							
	Граны	Песчаники	ТUFFы	Кремнистые породы	Кварц	Кварцит	Доломиты, Известняки и т. п.	Контактно-измененные породы
Бахтинский яр	15,38	7,084	1,179	0,215	0,147	0,28	0,236	0,03
Река Верхний Имбак, 15—16 км выше устья . .	6,51	5,191	2,015	0,178	0,131	0,315	0,241	0,007
Река Комса, 10 км выше устья	10,17	7,19	1,213	0,191	0,125	0,27	0,234	0,01
Река Фатьяниха, 5 км выше устья ручья Безымянного	8,04	7,08	1,163	0,184	0,138	0,269	0,215	0,027

санчуговскими породами. Поэтому в данном случае большое значение приобретают глинистые минералы — монтмориллонит и бейделлит, присутствующие в гляциально-морских осадках и полностью уступающие место гидрослюдам в наземной самаровской морене.

Важно, наконец, отметить диагностическую роль граната, постоянно присутствующего в количестве около 1% в гляциальных самаровских осадках, а также, частично, эпидота, содержание которого не превышает 2—3%.

Нерасчлененная морена максимального оледенения, распространенная по западной окраине Средне-Сибирского плос-

Таблица 35

тазовско-санчуговских отложений											
гический состав, %											
Кварц	Гранат	Турмалин	Эпидот	Циркон	Апатит	Рутил	Кальцит	Гидролюда	Монтмориллонит	Бейделлит	Обломки пород
40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60
62,24	0,58	Следы	2,27	—	Следы	—	Следы	—	2,27	—	26,17
65,56	0,60	—	3,00	—	—	—	14,37	—	—	—	1,01
16,82	—	—	1,40	—	—	—	—	—	Следы	—	71,3
42,9	Следы	—	6,03	—	—	—	—	—	1,34	Следы	12,96
44,83	Следы	—	9,30	—	—	—	—	—	2,80	Следы	4,65
30,0	—	—	Следы	—	—	—	—	—	30,0	—	—
42,44	Следы	—	3,76	—	—	—	—	—	5,61	—	21,35
60,15	Следы	—	1,48	Следы	—	Следы	—	2,82	3,96	6,0	1,08
20,0	—	—	—	—	—	—	—	25,0	18,0	2,0	—

когорья, имеет обычно буровато-серую, коричневатую-бурю и т. п. окраску, супесчаный состав и оскольчато-щебневатую, комковатую структуру. Кроме того, она обладает самым высоким процентным содержанием валунов и галек по сравнению с двумя одновозрастными стадияльными горизонтиами Приенисейской части Западной Сибири (табл. 20). Намечаются между ними и определенные минералого-петрографические различия. Грубый обломочный материал валунных суглинков Енисей-Нижнетунгусского междуречья в абсолютных цифрах характеризуется присутствием галек и валунов траппов (до 11,18%, при среднем—7,89%) и палеозойских песчаников (до 25,99% и среднем 10,54%), туфов

Таблица 37

Минералогический состав самаровской морены

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %						
		Магнетит	Гидрокси-слы же-леза	Пироксе-ны (пи-жонит)	Роговая обманка	Серпентин	Эпидот	Гранат
Бахтинский яр	3 —1	—	Следы	Следы	—	—	—	—
	1 —0,1	Следы	Следы	6,83	—	Следы	2,62	0,62
	0,1—0,01	—	—	6,52	1,86	0,37	3,10	0,62
Там же	3 —1	0,18	—	1,15	—	—	—	Следы
	1 —0,1	3,12	Следы	7,12	—	—	1,61	1,62
	0,1—0,01	Следы	Следы	6,48	Следы	—	1,20	2,52

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %						
		Кальцит	Кварц	Полевой шпат	Цеоциты	Сростки	Обломки	Уголь
Бахтинский яр	3 —1	—	45,0	Следы	Следы	—	55	—
	1 —0,1	0,92	71,35	0,8	Следы	3,24	15,83	—
	0,1—0,01	18,01	67,07	2,33	—	—	—	0,09
Там же	3 —1	—	48,0	3,18	Следы	—	47,59	—
	1 —0,1	—	72,3	14,16	Следы	—	0,07	—
	0,1—0,01	9,3	65,6	5,16	—	—	9,74	—

Таблица 34

Петрографический состав валунов и галек гляциально-морских тазовско-санчужовских отложений

Местонахождение	Содержание к объему исходной породы, %											
	траппы	песчаники	туфы	кварц	кварциты	кремни	контактно-измененные породы	аргиллиты, Алевриты	доломиты, Известняки	сланцы	бокситы	гранодиорит
Бахтинский яр	1,6—3,8	2,6—3,33	0,9—1,7	0,01—0,02	до 0,11	до 0,05	—	—	—	до 0,25	0,03	Едини- чные знаки
У края Средне-Сибирского плоскогорья (р. Комса, Верхний Имбак, Фать- яниха, Татарка и др.) .	4,96—9,64	1,87—4,46	0,16—0,27	0,12—0,70	до 0,08	—	—	—	—	—	—	—
Черноостровский яр . . .	1,83—5,51	0,31—4,15	до 0,4	0,02—0,06	0,11—0,40	0,06—0,74	0,04—0,79	0,11—0,39	0,09—1,16	—	—	—
Правый берег р. Фокиной, 7 км выше устья ручья Токуреева	3,37 3,4	0,24 1,71	0,038 0,4	— —	0,038 —	0,08 —	— —	— —	0,33 —	— —	— —	— —

(до 9,07%) и доломитов (до 6%). Кремни, кварц, и контактно-измененные породы встречаются в виде аксессуаров в количестве 0,2—0,4% от общей массы породы (табл. 38). Любопытны частые находки в морене галек каменного угля.

Таблица 38

Петрографический состав валунно-галечникового материала морены максимального оледенения в области предгорной равнины и западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья

Местонахождение	Содержание (в %) к объему исходной породы							
	Траппы	Песчаники	Туфы	Доломиты	Аргиллиты	Кварц	Кремни	Контактно-измененные породы
Нижняя Тунгуска								
Голый яр	19,89	3,06	—	2,32	—	0,116	—	—
Татарка:								
12 км ниже истока	3,79	25,99	—	6,04	—	1,18	1,67	0,23
10 км выше северного раз- вилка	11,18	1,52	—	—	—	—	—	—
там же	6,44	9,68	—	—	—	0,02	0,35	0,4
Фатьяниха:								
в устье ручья Порожного	9,35	7,54	0,02	—	1,48	0,03	0,4	0,01
скалы „Монахи“	8,72	7,98	0,07	—	3,17	0,05	0,1	0,01

Главными породообразующими минералами валунных суглинков являются пироксены, полевые шпаты и кварц; содержание каждого в отдельности колеблется от нескольких до 30—40 и даже 60% (для кварца). Значительную роль играет кальцит (в среднем около 10%). Отмечается большой процент обломков пород (табл. 39).

Описанный вещественный состав максимальной морены западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья значительно отличает ее от типичных гляциально-морских отложений тазовско-санчуговского горизонта и сближает ее с самаровской мореной, развитой в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Большое сходство она обнаруживает с зырянской мореной, отличаясь от нее лишь более значительным содержанием полевых шпатов и несколько меньшим присутствием пироксенов.

В этой связи для стратиграфического расчленения гляцевых отложений западной окраины плоскогорья, по-видимому, могут иметь определенное значение аксессуарные минералы — титаниты, моноцит, касситерит, шпинель, анатаз, золото и некоторые другие, отмеченные в 1951 г. геологами Эвенкийской экспедиции в валунных суглинках максимального оледенения и как будто отсутствующие в зырянских гляциальных отложениях.

Флювиогляциальные отложения зырянского и максимального оледенений близки по своему вещественному составу к соответствующим донноморенным осадкам. Зырянские флювиогляциальные слоистые пески, супеси, суглинки и галечники содержат более высокий процент пироксенов (30—40 до 55% против 12—14% в одноименных осадках максимального оледенения), несколько больше полевых шпатов, меньше кварца. Характерно присутствие в некоторых образцах монтмориллонита и бейделлита (табл. 33).

Для флювиогляциальных песков и галечников максимального оледенения, помимо отмеченных различий,

Таблица 39

138

Минералогический состав моренных и флювиогляциальных отложений в области максимального оледенения Приенисейской предгорной равнины и западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %												
		Магнетит	Пижонит	Роговая обманка	Полевой шпат	Кварц	Эпидиот	Кальцит	Цеолинты	Серпентин	Гранат	Рутил	Обломки пород	Уголь
Валунные моренные суглинки														
Правый берег р. Нижней Тунгуски—Голый яр	>1	—	6,06	—	8,31	19,93	Следы	—	—	—	—	Следы	65,70	—
	1 —0,1	—	16,39	—	4,78	13,82	3,57	10,18	Следы	—	—	—	50,35	0,91
	0,1—0,01	Следы	26,90	Следы	14,10	41,22	3,04	13,66	—	—	Следы	—	0,54	0,54
	<0,01	—	1,15	—	27,59	69,54	Следы	1,15	—	—	—	—	—	0,57
Правый берег р. Фатьянихи, в устье ручья Порожного	>1	—	9,16	—	7,31	20,1	Следы	Следы	Следы	—	—	—	63,0	0,44
	1 —0,1	0,51	17,21	0,2	5,61	10,17	4,15	11,16	Следы	—	—	—	50,99	—
	0,1—0,01	0,74	31,50	1,3	10,7	40,18	4,07	10,2	1,2	—	Следы	—	0,11	—
	<0,01	—	2,09	2,1	30,1	63,13	Следы	4,3	0,8	—	—	—	0,2	—
Левый берег р. Татарки, 12 км ниже истока	>1	—	7,14	—	7,52	21,93	—	—	—	—	Следы	—	63,41	—
	1 —0,1	0,72	21,13	0,3	9,17	14,17	2,17	15,40	Следы	—	Следы	—	32,54	4,30
	0,1—0,01	1,15	29,17	1,17	11,13	44,10	2,70	11,18	0,4	—	—	—	—	—
	<0,01	Следы	2,51	—	32,15	60,18	Следы	5,16	—	—	—	—	—	—
Флювиогляциальные пески														
Северо-западная окраина оз. Каменного	3 —1	—	10,0	—	60,0	30,0	—	—	Следы	—	—	—	—	—
	1 —0,1	—	12,30	0,81	16,76	51,61	2,44	—	—	Следы	Следы	—	16,04	—
	0,1—0,01	—	14,57	3,64	12,63	48,33	4,86	10,83	—	1,73	1,81	Следы	2,17	—
Левый берег ручья Еловой, 15 км ниже истока	3 —1	—	11,23	—	50,30	25,0	—	—	Следы	—	Следы	Следы	13,47	—
	1 —0,1	Следы	14,47	Следы	26,72	54,10	Следы	Следы	1,22	—	1,15	0,5	1,84	—
	0,1—0,01	—	13,21	1,30	18,73	49,44	3,14	11,18	—	—	2,16	—	0,84	—

свойственно постоянное присутствие следов и единиц процента цеолитов, граната, рутила, роговой обманки и некоторых других (см. табл. 39).

Вещественный состав аллювиальных и связанных генетически с ними аллювиально-озерных, озерных и прибрежно-морских (дельтовых) отложений Енисея также подвержен некоторым изменениям во времени. Среди описываемого генетического ряда супесчаные и песчаные породы четвертой надпойменной террасы Енисея и мессовско-самбургского времени содержат самый высокий процент пироксенов (5—10 до 12%) и полевых шпатов (25—35%, а в отдельных случаях до 90—100%).

Важным диагностическим признаком этих отложений является значительное присутствие глинистых минералов бейделлита и монтмориллонита, а также рудных (магнетита) и диопсида (табл. 40 и 41).

Эти минералы, за исключением единичных случаев присутствия магнетита, не встречаются в осадках третьей, второй и первой надпойменных террас Енисея, а также перигляциальных аллювиально-озерных зырянских отложениях. Важным свойством всех перечисленных разновозрастных отложений является их повышенная слюдистость, легко определяемая даже при обычных макроскопических описаниях в поле. Кроме того, наблюдается прогрессирующее уменьшение содержания пироксенов и полевых шпатов от более древних к более молодым осадкам, что намечает между ними некоторые различия (табл. 42—45).

Нижнетунгусский аллювий резко отличается от енисейского своим вещественным составом по значительно более высокому содержанию пироксенов и полевых шпатов и, особенно, присутствию следов цеолитов, шпинели, циркона, золота, касситерита.

По этим же признакам нижнетунгусский аллювий оказывается сходным с валунными суглинками максимального оледенения, описанным выше для Енисей-Нижнетунгусского междуречья.

Этот факт является еще одним доказательством местного «среднесибирского» происхождения отмеченных акцессорных минералов, не имеющих никакого отношения к енисейскому аллювию.

Еще большее стратиграфическое значение имеет сравнительная минералогическая характеристика разновозрастных литологически неотличимых друг от друга, но генетически различных образований. Так, чрезвычайно трудно поддающиеся расчленению обычными геоморфолого-геологическими методами зырянские флювиогляциальные, флювиогляциально-гляциальные и перигляциальные аллювиально-озерные (подпруженного приледникового озера) отложения достаточно отчетливо выделяются по минералогическим данным (см. табл. 32 и 44).

Точно также удастся провести разграничения между аллювиальными осадками четвертой и второй надпойменными енисейскими террасами и соответствующими флювиогляциальными отложениями (см. табл. 39 и 41, 33 и 43).

Итак, обобщение сравнительно небольшого аналитического материала, изложенного в настоящей главе, показывает достаточно убедительно, что вещественный состав основных генетических типов четвертичных отложений исследованной территории не остается постоянным во времени.

Вследствие этого, имеется реальная возможность использовать намечающиеся минералого-петрографические различия в комплексе с другими наблюдениями для целей стратиграфии, что и было показано выше.

Таблица 40

Минералогический состав аллювиальных мессовско-самбургских отложений

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %												
		Магнетит	Гидроксиды железа	Пижонит	Диопсид	Роговая обманка	Тремолит	Биотит	Хлорит	Мусковит	Полевой шпат	Кварц	Гранат	Турмалин
Бахтинский яр	1 — 0,1	0,78	Следы	4,77	—	0,38	—	Следы	Следы	—	20,16	55,04	Следы	Следы
	0,1—0,01	2,56	—	9,89	—	2,56	—	Следы	Следы	Следы	26,37	39,56	Следы	Следы
	<0,01	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	100,0	Следы	—	—
	1 — 0,1	0,41	—	2,47	—	Следы	—	—	—	Следы	24,99	69,5	Следы	—
	0,1—0,01	2,86	1,43	14,29	—	4,29	—	—	—	—	36,43	32,49	Следы	—
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50,0	—	—	—
	>1	—	—	1,67	—	—	—	—	—	—	32,87	56,92	—	—
	1 — 0,1	0,59	—	5,55	—	—	—	—	—	—	23,75	59,35	—	—
	0,1—0,01	Следы	—	10,0	—	—	—	—	—	—	10,00	45,0	—	—
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,00	50,0	—	—
	1 — 0,1	1,97	Следы	5,89	—	Следы	—	—	—	—	15,52	63,59	Следы	0,97
	0,1—0,01	7,62	—	10,48	—	—	—	—	—	—	9,04	37,14	Следы	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—
Марковский яр	1 — 0,1	1,03	Следы	5,77	—	0,54	—	—	—	—	21,85	62,68	Следы	—
	0,1—0,01	1,11	—	12,22	—	2,22	—	—	—	—	30,63	41,43	Следы	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,0	35,0	—	—
	1 — 0,1	0,12	—	0,76	—	0,52	—	—	Следы	0,25	29,33	63,16	Следы	Следы
	0,1—0,01	—	—	5,54	Следы	8,31	Следы	1,51	—	—	28,65	41,85	1,0	—
<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40,0	35,0	—	—	
1 — 0,1	—	—	0,53	—	0,44	—	Следы	—	Следы	24,45	71,85	Следы	—	
0,1—0,01	Следы	—	8,60	—	7,38	—	Следы	—	—	18,44	50,0	Следы	—	
<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60,0	25,0	—	—	

Продолжение табл. 40

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %												Обломки пород	Уголь
		Эпидот	Силлиманит	Апатит	Флюрит	Рутил	Пирит	Графит	Кальцит	Гидрослюда	Монтмориллонит	Бейдалит			
Бахтинский яр	1 —0,1	1,93	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	1,32	15,65	—	
	0,1—0,01	7,33	—	Следы	—	Следы	—	—	—	—	2,56	3,30	4,77	—	
	<0,01	Следы	—	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	
	1 —0,1	1,24	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	—	1,39	Сл.	
	0,1—0,01	5,71	—	—	—	—	—	Следы	—	—	1,07	—	1,43	—	
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0	—	—	—	—	
	>1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	3,89	4,63	
	1 —0,1	2,44	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	7,32	Сл.	
	0,1—0,01	10,0	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	10,0	
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—	10,0	
	1 —0,1	10,8	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	1,26	—	
	0,1—0,01	34,29	—	—	—	Следы	—	—	—	—	—	1,43	—	—	
<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	—	—		
Бахтинский яр	1 —0,1	3,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,66	—	
	0,1—0,01	6,67	—	—	—	—	—	—	—	—	1,92	0,79	2,22	0,79	
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,0	10,0	—	—	
	Марковский яр	1 —0,1	1,16	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	Следы	4,70	—
		0,1—0,01	12,84	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	—	—	0,02
		<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	5,0	20,0	—	—	—
		1 —0,1	0,53	—	—	—	—	—	Следы	0,51	Следы	0,12	—	1,57	—
		0,1—0,01	8,60	—	—	—	—	—	—	—	—	0,42	—	6,56	—
		<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	5,0	10,0	—	—	—

Таблица 41

Минералогический состав аллювиальных отложений четвертой надпойменной террасы Енисея

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %										
		Магнетит	Гидро-окислы железа	Пиконит	Диопсид	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Мусковит	Полевой шпат	Кварц	Гранат
Черноостровский яр	>1	—	—	1,62	—	—	—	—	—	13,74	31,90	—
	1—0,1	—	Следы	5,49	—	0,41	—	—	—	24,24	60,50	Следы
	0,1—0,01	1,01	—	10,14	—	2,03	—	—	—	21,16	44,23	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	20,0	40,0	—
	>1	—	—	4,10	—	—	—	—	—	11,98	23,97	—
	1—0,1	—	—	6,35	—	Следы	—	—	—	23,36	50,26	—
	0,1—0,01	1,11	—	11,11	Следы	2,22	0,32	0,32	—	23,82	37,46	0,11
	<0,01	—	—	Следы	—	Следы	—	—	Следы	31,43	25,71	—
Черноостровский яр	1—0,1	—	—	3,87	Следы	0,31	—	—	—	11,53	79,46	Следы
	0,1—0,01	2,55	—	14,04	—	1,28	Следы	—	Следы	17,45	48,93	Следы
	<0,01	Следы	—	Следы	—	—	Следы	—	Следы	45,46	9,09	—
	1—0,1	Следы	—	4,8	—	0,75	—	—	—	21,74	65,2	Следы
	0,1—0,01	3,08	—	15,38	—	3,08	—	—	—	23,46	33,84	Следы
	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	30,0	40,0	—
	1—0,1	Следы	Следы	2,36	Следы	0,42	Следы	—	Следы	30,28	38,47	0,21
	0,1—0,01	Следы	—	11,37	—	0,84	0,63	—	0,63	27,57	40,03	Следы
	<0,01	—	—	0,79	—	—	Следы	—	Следы	33,15	37,90	—
	1—0,1	Следы	—	0,26	—	0,04	—	—	—	26,74	40,65	Следы
	0,1—0,01	—	—	7,93	—	1,46	0,63	—	1,26	24,0	47,41	Следы
	<0,01	—	—	0,63	—	—	—	—	Следы	41,24	23,75	—
Правый берег Енисея, против станка Чулково	1—0,1	Следы	—	1,10	—	1,10	1,5	Следы	0,53	10,11	75,10	0,22
	0,1—0,01	Следы	—	8,23	—	11,61	Следы	Следы	—	11,66	33,87	1,61

Продолжение табл. 41

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %																
		Турмалин	Эпидот	Кварцит	Силаманит	Апатит	Кальцит	Цеоциты	Гидро-слода	Монг.-морф.-донит	Бейделит	Обломки породы	Уголь					
Черноостровский яр	>1	—	0,89	—	—	—	—	—	—	—	—	51,85	—					
	1—0,1	Следы	2,53	—	—	—	—	Следы	—	1,41	0,43	5,42	Следы					
	0,1—0,01		7,10	—	—	—	—		7,39	—								
	<0,01		—	—	—	—	—		40,0	—								
	>1	—	2,88	—	—	—	—	—	—	—	—	57,07	—					
	1—0,1	Следы	1,10	—	—	—	—	0,47	1,38	—	16,61	0,47						
	0,1—0,01		6,67	—	—	—	4,77		—									
	<0,01		—	—	—	—	25,72		17,14		—							
Черноостровский яр	1—0,1	Следы	2,18	—	Следы	Следы	1,47	Следы	—	0,81	—	1,58	—					
	0,1—0,01		7,66	—			—		—	0,13		0,98		Следы	6,81			
	<0,01		—	—			—		—	45,45		—		—				
	1—0,1	—	1,80	Следы	—	Следы	1,47	Следы	—	0,43	—	3,81	—					
	0,1—0,01		9,23				—		—	—		3,33		5,00				
	<0,01		—				—		—	10,0		20,0		—	—			
	1—0,1	—	1,39	—	Следы	—	0,31	—	5,85	7,23	—	10,64	—					
	0,1—0,01		6,31				—		—	6,10		5,26		Следы	—			
	<0,01		0,53				—		—	11,84		15,79			—			
	1—0,1	Следы	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	29,11	3,07					
	0,1—0,01		6,26									Следы		—	—	—	—	—
	<0,01		0,63															
Правый берег Енисея, против станка Чулково	1—0,1	—	1,54	—	—	—	—	—	1,69	—	—	5,32	—					
	0,1—0,01		11,61						—			—		—	2,23	—	3,23	3,15

Таблица 42

Минералогический состав аллювиальных отложений третьих надпойменных террас Енисея и Нижней Тунгуски

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %										
		Магнетит	Гидро-окислы железа	Пироксены (пирожит)	Роговая обманка	Серпентин	Хлорит	Биотит	Мусковит	Эпидот	Ставролит	Турмалин
Левый берег Енисея, 5,5 км выше станка Чулково	3—1	—	—	20,0	—	—	—	15,0	5,0	—	—	—
	1—0,1	—	Следы	1,46	0,96	Следы	—	3,69	—	0,75	—	—
	0,1—0,01	Следы	—	7,47	11,20	0,13	—	—	—	16,78	—	—
Левый берег Енисея, против станка Татарское	3—1	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
	1—0,1	—	—	0,70	0,47	Следы	Следы	0,33	Следы	1,06	Следы	Следы
	0,1—0,01	—	—	15,0	—	Следы	—	—	—	20,0	—	Следы
Правый берег Енисея, мыс Кангатовский	0,1—0,1	—	—	0,55	0,65	0,52	Следы	5,97	0,88	0,87	—	—
	0,1—0,01	—	—	4,63	4,42	0,32	—	2,05	—	5,27	—	—
Нижняя Тунгуска, Голый яр	1—0,1	3,15	—	13,17	Следы	—	—	—	—	0,18	Следы	—
	0,1—0,01	10,21	—	12,05	0,15	—	—	—	—	1,13	Следы	—
	1—0,1	2,17	—	14,15	0,18	—	—	—	—	0,20	Следы	—
	0,1—0,01	8,45	—	13,25	—	—	—	—	—	1,16	—	—

Продолжение табл. 42

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %											
		Гранат	Рутил	Анастаз	Графит	Доломит	Кальцит	Кварц	Полевой шпат	Цеоиты	Гиаро-слезы	Обломки пород	Уголь
Левый берег Енисея, 5,5 км выше станка Чулково	3—1	—	—	—	20,0	—	—	—	—	—	—	20,0	3,0
	1—0,1	—	—	—	Следы	—	5,16	58,35	13,29	—	2,86	10,4	2,87
	0,1—0,01	1,83	—	—	—	—	4,93	44,47	5,13	—	—	7,40	0,58
Левый берег Енисея, против станка Татарское	3—1	—	—	—	—	—	—	85,0	—	—	—	15,0	—
	1—0,1	0,12	—	—	Следы	—	0,66	94,27	0,08	—	—	2,30	—
	0,1—0,01	—	Следы	—	—	—	—	45,0	20,0	—	—	—	—
Правый берег Енисея, мыс Канготовский	1—0,1	0,10	—	—	—	—	1,75	55,87	24,44	—	1,92	6,46	—
	0,1—0,01	0,76	—	—	—	—	4,10	51,63	21,41	—	1,28	4,10	—
Нижняя Тунгуска, Голый яр	1—0,1	9,15	—	—	Следы	—	—	48,09	26,0	Следы	—	0,26	—
	0,1—0,01	5,16	—	—	—	—	—	41,15	30,15	Следы	—	—	—
	1—0,1	3,17	—	Следы	Следы	—	—	38,95	40,18	—	—	1,00	—
	0,1—0,01	4,18	—	—	—	—	—	42,16	28,75	Следы	—	2,05	—

Таблица 43

**Минералогический состав аллювиальных отложений вторых
надпойменных террас Енисея и Нижней Тунгуски**

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Магнетит	Гидро- окислы железа	Пижонит	Роговая обманка	Серпентин
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	— —	1,14 10,30	0,57 5,15	0,17 —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	— —	1,36 —	0,54 5,0	Следы Следы
Там же	1—0,10 0,10—0,01	— —	— —	1,52 9,31	0,65 4,95	0,15 0,23
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы Следы —	— — — —	45,45 34,57 32,84 —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — 1,70 —	— — — —	4,85 29,54 32,41 —	— — Следы —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы Следы Следы —	— — — —	9,94 18,64 16,42 2,14	— — 2,35 —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы 1,24 —	— — — —	2,50 14,87 14,62 —	Следы 0,97 2,30 —	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы 1,85 —	— — —	39,25 32,30 Следы	— Следы —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— 4,48 —	— — —	15,58 34,00 Следы	Следы Следы —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы 3,12 —	— — —	27,90 23,75 Следы	— — —	— — —

Продолжение табл. 43

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Хлорит	Биотит	Мусковит	Эпидот	Ставролит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	— —	— —	0,95 7,73	— —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	Следы Следы	0,13 Следы	Следы —	0,54 —	— —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	0,25 0,10	0,15 Следы	2,14 Следы	1,15 5,18	Следы —
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	Следы — Следы —	Следы 11,54 11,09 —	— — — —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— Следы Следы —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 1,17 —	— — — —	Следы 3,09 4,69 0,36	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	Следы 3,96 5,83 —	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	2,60 3,70 —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	1,41 6,31 —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	2,93 4,79 —	— — —

Продолжение табл. 43

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Турмалин	Гранат	Рутил	Апатит	Графит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	0,19 2,58	— —	— —	— —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	0,14 —	— —	— —	0,25 —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	— —	0,71 1,95	Следы —	— —	0,17 —
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — Следы —	— — Следы —	— — — —	— — — —	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	Следы Следы —	— — —	— — —	Следы Следы —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	Следы Следы —	— — —	— — —	— — —

Продолжение табл. 43

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Доломит	Кальцит	Кварц	Полевые шпаты	Цеоит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	— —	11,98 2,56	52,94 54,39	24,68 10,66	Следы —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	7,05 —	43,33 75,0	39,12 20,0	Следы —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	— —	Следы —	55,41 51,37	35,70 27,01	Следы Следы
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км выше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	10,91 6,84 23,24 15,78	— 7,30 9,41 42,11	Следы Следы — —
Там же	>1 0,1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	22,97 22,05 16,52 30,33	18,92 16,58 33,81 35,60	— — — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— 5,88 4,40 5,00	20,80 16,78 32,84 36,43	12,48 7,81 13,39 47,14	— Следы — —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— 1,87 12,73 —	27,50 28,41 33,97 30,00	18,50 18,67 20,58 40,00	— — — —
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	9,18 26,56 45,00	10,60 19,95 35,0	Следы — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	1,87 12,73 —	13,91 15,48 46,44	16,73 13,86 51,42	— — —
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	— — —	— — —	— — —

Окончание табл. 43

Местонахождение	Класс, мм	Минералогический состав, %				
		Циркон	Гидро- слюда	Обломки пород	Монт- морил- лонит	Бейделлит
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутихи	1—0,1 0,1—0,01	Следы —	Следы 1,50	7,30 5,11	— —	— —
Правый берег Енисея, 0,5 км ниже ручья Половинного	1—0,1 0,1—0,01	— —	0,49 —	7,05 —	— —	— —
Там же	1—0,10 0,10—0,01	Следы —	— —	1,80 —	— —	— —
Правый берег Нижней Тунгуски, 5,5 км вы- ше г. Туруханска	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — — —	43,64 39,74 17,57 42,11	— — 1,46 —	— — 4,39 —
Там же	>1 1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 9,38 19,78	53,26 31,83 2,34 —	— — — —	— — Следы 3,84 14,29
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 1,58 3,93	56,78 47,80 21,03 —	— — 1,58 5,00	— — 0,53 —
Там же	>1 1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — — —	— — 1,33 20,0	51,50 28,56 5,07 —	— 2,69 2,00 10,00	— — 0,33 Следы
Правый берег Нижней Тунгуски, 3 км ниже пос. Северного	1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	38,37 11,11 —	— 1,44 10,00	Следы 3,09 10,00
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	43,42 20,37 —	— 0,82 —	8,95 1,68 2,14
Там же	1,0—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — —	— — —	24,25 12,71 —	Следы 5,21 11,0	Следы 6,25 20,0

Глава V

НЕОТЕКТОНИКА

Фактический материал и выводы, сделанные в предыдущих главах, показывают тесную взаимосвязь и зависимость между главными морфологическими ступенями современного рельефа и вполне закономерным площадным распространением четвертичных (антропогенных) отложений с основными структурно-тектоническими зонами описываемой территории (фиг. 24). Очевидно, эта связь является выражением дифференцированных тектонических движений в кайнозой, особенно, антропогене, развивавшихся в значительной степени по унаследованному тектоническому плану и носивших глыбовый характер. Это вполне понятно, так как новейшая тектоника развивалась на весьма сложно построенной древней структурно-тектонической основе. Отдельные ее участки обладали различной мобильностью и тенденцией к определенной направленности движений. Естественно, что устанавливается приемственность, например, в поднятиях краевой части Сибирской платформы и опусканиях в пределах мезозойской Таз-Енисейской синеклизы — области глубокого погружения докембрийских структур.

Тем не менее вряд ли правильным было бы сводить все тектонические движения антропогена к унаследованным от более древних структур. Новейшие движения внесли определенные изменения в структурные особенности описываемой территории и, самое главное, коренным образом изменили ее рельеф, а следовательно, и распределение областей преимущественной денудации и аккумуляции.

Исключительно важным является вопрос о времени первых и затем основных неотектонических движений, приведших к созданию современного рельефа. Исследования последних лет дают некоторые основания полагать, что первые подвижки относятся к самому началу третичного периода. Это достаточно отчетливо устанавливается по появлению некоторого количества пироксенов в датско-палеоценовых отложениях за счет выноса со стороны Средне-Сибирского плоскогорья, практически отсутствующих в нижних и верхнемеловых породах. В то же время в пределах описываемого района, как, впрочем, повсеместно в Советской Арктике (Сакс, 1953), коррелятные намечающимся поднятиям нижнетретичные породы имеют неширокое, локальное развитие, а верхнетретичные практически отсутствуют.

В распространении нижнетретичных отложений намечаются любопытные особенности. Так, в зоне Туруханской антиклинали, по данным М. Н. Благовещенской (1951), имеются следы нижнетретичной трансгрессии. В районах Лобового материка и верховьях р. Хеты, по мнению С. Б. Шацкого, В. Н. Соколова, датско-палеоценовые отложения

представлены уже континентальными, аллювиальными фациями. В связи с этим нужно отметить, что в области Енисейской депрессии заведомо третичные отложения пока не установлены. По-видимому, зона, примерно совпадающая с Енисейской депрессией, была приподнятым участком в третичное время. В ее пределах, возможно, сначала были полностью

Минералогический состав аллювиально-озерных

Местонахождение	Класс, мм	Минерало					
		Магнетит	Пироксен	Роговая обманка	Серпентин	Хлорит	Биотит
Правый берег Енисея, против протоки Большой Шар	3 —1 1 —0,1 0,1—0,01	— — 0,17	— 0,55 7,49	— — —	— — 5,32	— — —	— — 0,03 Следы
Левый берег Енисея, 5,8 км выше станка Сургутиха	1 —0,1 0,1—0,01	— —	1,34 4,48	2,01 3,84	— Следы	Следы Следы	Следы 1,36
Правый берег Нижней Баихи, 12 км выше фактории Момчик	1 —0,1 0,1—0,01	— —	1,10 3,24	2,21 6,68	0,07 Следы	— Следы	Следы Следы

срезаны верхнемеловые породы, а в конце плиоцена Приенисейская долина (погребенный каньон, вскрытый туруханскими и елогуйскими скважинами) была выработана в нижнемеловых, частично верхнеюрских отложениях.

Все это вместе взятое, по-видимому, говорит о том, что по крайней мере, в начале третичного периода наблюдалось существенно иное распределение зон сноса и аккумуляции, а следовательно, и дифференциации тектонических движений, нежели в антропогене.

О характере верхнетретичных движений судить трудно. Отсутствие пород этого возраста не только в пределах суши, но и на дне подводных возвышенностей по окраинам арктических морей (Сакс, 1953) свидетельствует, вероятно, о значительном снижении уровня Полярного бассейна и преимущественной денудации континента.

Таким образом, молодые тектонические движения, хотя и уходят своими корнями далеко в глубь третичного периода, в основных своих фазах, создавших современный рельеф описываемой территории, проявились в начале четвертичного периода (антропогена). Они устанавливаются для исследованного района прежде всего по мощному поступлению в эоплейстоцене грубого обломочного материала со стороны Средне-Сибирского плоскогорья и аккумуляции его в смежных, только что возникших эрозионно-тектонических депрессиях, а также по радикальной перестройке речной сети в области плоскогорья. Это указывает на проявление интенсивных, но разно направленных глыбовых движений уже на границе антропогена.

Анализ мощностей и фаций четвертичных отложений показывает, что в течение всего плейстоцена активно воздымавшимся зонам краевой части Сибирской платформы и Туруханской антиклинали были противопоставлены ступенчатые прогибания в области Енисейской депрессии.

Отражением глыбовых движений в пределах Сибирской платформы является ярусность рельефа Средне-Сибирского плоскогорья. Древняя

верхнемеловая поверхность выравнивания фиксируется сейчас на разных гипсометрических уровнях. У западного края Средне-Сибирского плоскогорья она обнаружена в бассейне р. Бахты в пределах 280—350-метровой ступени, а далее на северо-восток — на поверхности столовых гор с абсолютными отметками 500—700 м и более. Помимо этого, от западного

Таблица 44

перигляциальных зырянских отложений

гический состав, %												
Мусковит	Эпидот	Ставролит	Турмалин	Гранат	Рутил	Кальцит	Кварц	Полевые шпаты	Цеолит	Гидрослюда	Обломки породы	Растительные остатки
—	—	—	—	—	—	—	20,0	—	—	—	—	80,0
—	0,10	—	—	—	Следы	0,13	0,93	—	—	—	6,62	91,63
—	0,85	—	—	Следы	—	2,72	26,80	22,05	—	—	—	34,56
Следы	2,68	—	—	0,67	—	2,39	79,14	8,49	—	—	3,19	—
0,68	3,84	—	—	0,64	Следы	6,82	56,94	19,35	—	—	2,05	—
Следы	3,68	—	Следы	0,37	—	1,47	70,06	16,77	—	—	4,05	—
—	12,14	—	—	Следы	Следы	3,24	54,24	5,05	—	0,22	14,17	—

края в глубь Средне-Сибирского плоскогорья возрастают степень расчлененности древнего рельефа и абсолютные отметки современного залегания нерасчлененных нижнеплейстоценовых и предсамаровских отложений. Так, в долине р. Комсы они фиксируются на отметках около 100 м, в бассейне Нижней Тунгуски осадки досамаровских террас поднимаются до 320 м.

В бассейнах Фатьянихи и Комсы глубина эрозионного вреза древней речной сети, исходя из максимальной высоты горных останцов, достигающих 380 м, не превышает 150—180 м, а далее в глубь плоскогорья, где высота гор повышается до 800—1000 м, возрастает в 1,5—2 раза.

Исходя из того, что морена максимального оледенения залегает в глубоких доледниковых депрессиях, а досамаровские отложения по мере движения в глубь плоскогорья залегают на все более высоких отметках, по-видимому, можно предполагать значительные тектонические движения не только в самом начале антропогена, но и непосредственно перед самаровским оледенением.

В течение среднего и верхнего плейстоцена воздымание Средне-Сибирского плоскогорья лучше всего устанавливается по глубине эрозионного вреза Нижней Тунгуски, который, по мнению, высказанному в 1954 г. Д. К. Зегебартом, в нижнем течении этой реки достигает 240—250 м. Этим геологом, по данным А. А. Макаровой и В. М. Кравцовой, выделяется целая лестница послесамаровских нижнетунгусских террас, самая высокая из которых фиксируется на абсолютной отметке 260—280 м. Далеко не все эти террасы выделены достаточно надежно, однако сам факт поднятия описываемой территории бесспорен. Так, в казанцевское время долина Нижней Тунгуски у западного края Средне-Сибирского плоскогорья располагалась уже на абсолютных отметках около 80—100 м, в каргинское — на 35—45 м, в сартанское 20—30 м и т. д.

Поднятия продолжались и в голоцене. Об этом свидетельствуют цокольная пойменная терраса, преобладание глубинной эрозии над боковой,

Минералогический состав аллювиальных отложений

Местонахождение	Класс, мм	Минералы								
		Магнетит	Гидроокислы железа	Пижонит	Диоксид	Роговая обманка	Тремолит	Биотит	Хлорит	Мусковит
Правый берег Енисея:										
1. Северная окраина станка Зыряново	1 —0,1 0,1—0,01 <0,01	Следы Следы —	— — —	1,14 14,12 Следы	— — —	0,22 2,02 —	— — —	0,09 0,51 —	Следы — —	0,09 — —
	1 —0,1 0,1—0,01 <0,01	— 1,02 —	— — —	1,44 8,12 —	Следы — —	6,57 3,05 —	— — —	Следы 0,51 —	Следы — —	— — —
	>1 1 —0,1 0,1—0,01 <0,01	— Следы 2,37 —	— Следы — —	2,17 2,74 5,92 —	— Следы — —	— 0,48 4,74 —	— Следы — —	— — 0,53 —	— — — —	— — — —
2., 3,5 км южнее станка Баклахи	3 —1 0,1—0,1 0,1—0,01	— — 0,17	— — —	— 0,55 7,49	— Следы —	— — —	— — —	— Следы 0,80	— — 5,32	— Следы Следы
3. Северная окраина станка Баиха	>1 0,1—0,1 0,1—0,01 <0,01	— — 1,54 —	— — — Следы	1,20 1,22 10,77 Следы	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
Левый берег Енисея:										
1. Северная окраина станка Чулково	3 —1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	— — —	— 2,48 —	— — —	— 0,83 10,0	— Следы Следы	Следы Следы Следы	— — —	— — —
2. Северная окраина станка Бородино	3 —0,1 1,0—0,1 0,1—0,01	— — —	10 — —	— 2,17 5,48	— — —	— 0,65 6,51	— Следы —	— Следы 0,45	— Следы —	— — —

невыработанные продольные профили рек, каньонообразные формы долин, грубый состав аллювия и т. д. (см. выше). Величина голоценового эрозионного вреза достигает, по-видимому, не менее 25—30 м.

Плейстоценовые дифференцированные движения проявились и в зоне Туруханской антиклинали. Оба ее блока испытали, вероятно, неравномерные по амплитуде перемещения вдоль субмеридиональных Вороновского, Приенисейских, Стрельногогорского и других многочисленных разломов. В нижнеплейстоценовое время западный блок оказался приподнятым значительно выше восточного. Вследствие этого, в досамаровское время в пределах каждого из них выработался, согласно исследованиям (1955 г.) В. Г. Жукова, существенно различный рельеф. Речная сеть западнее Стрельногогорского разлома была целиком подчинена субмеридио-

Таблица 45

первой надпойменной террасы Енисея

Литический состав, %												
Полевой шпат	Кварц	Гранат	Турмалин	Эпидот	Циркон	Апатит	Рутил	Кальцит	Гидролюда	Монтмориллонит	Бейделлит	Обломки пород
35,85 24,76 64,06	58,96 43,94 35,94	0,22 1,01 —	— — —	0,76 6,57 Следы	— — —	— Следы —	— Следы —	— — —	0,29 — —	0,58 1,01 Следы	— — —	1,80 6,06 —
17,96 18,17 35,00	73,88 50,56 45,0	0,28 Следы —	Следы Следы —	1,74 8,12 —	— — —	— Следы —	— — —	— — —	— 0,30 5,00	Следы 1,52 15,0	— Следы —	4,13 8,63 —
17,39 26,89 17,50 65,00	58,70 64,69 47,76 20,0	— 0,25 1,18 —	— — Следы —	Следы 2,11 9,48 —	— — — —	— Следы — —	— — Следы —	— — — —	— — — —	— 0,25 2,76 15,00	— — — —	21,74 2,59 — —
— 11,24 13,81	90,0 74,95 51,91	— 0,51 2,36	— Следы Следы	— 2,03 9,44	— — —	— Следы —	— — Следы	— — 2,67 4,80	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —
4,33 18,38 39,99 40,00	17,58 43,76 38,20 60,00	— — Следы —	— — — —	— — 3,08 —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	— — — —	76,89 36,64 6,42 —
— 1,53 10,0	90,0 78,82 65,0	— 0,55 Следы	— — —	— 0,85 15,0	— Следы —	— — —	— — —	— — —	— 0,02 —	— — —	— — —	10,0 14,73 —
Следы 1,77 2,50	75 88,6 69,78	— 0,43 1,03	— — —	— 2,44 4,86	— Следы —	— — —	— — Следы	— 1,23 6,57	— — —	— — —	— — —	15,0 3,92 2,17

нальному направлению дизъюнктивных нарушений и простиранню коренных пород. Благодаря моноклиальному падению отдельных свит синия на запад на фоне поднятий в этом районе зарождается куэстовый рельеф.

Глубина эрозионного расчленения этого времени, судя по абсолютным отметкам гребней куэст от 140—160 и до 180—210 м и залеганию синхронных аллювиально-озерных и озерных отложений в ложбинах между ними на отметках 50—60, максимально 80 м, достигала, очевидно, не менее 100 м.

Восточнее, в пределах Енисей-Сухотунгусско-Нижнетунгусского междуречий при меньших амплитудах воздымания и более спокойном залегании коренных пород формируется холмисто-ложбинный рельеф.

Тем не менее и здесь досамаровские эрозионные депрессии в значительной степени приурочены к тектоническим нарушениям и структурам. Так, самая крупная и четко прослеживающаяся в современном рельефе древняя долина, унаследованная субмеридиональным отрезком Сухой Тунгуски, простирается вдоль Вороновского разлома. Далее на северо-восток, к оз. Налимью и р. Бургухли, она проходит по установленному И. М. Фердманом в 1955 г. синклинальному прогибу в верхнепермских и нижнетриасовых породах.

Досамаровские аллювиальные отложения залегают в ее пределах на отметках 60—80 м (см. главу III).

Таким образом, в области Приенисейской предгорной равнины (зона Туруханской антиклинали) предсамаровские аллювиальные, аллювиально-озерные и лагунные отложения залегают на отметках от 20—45 (Нижняя Тунгуска) до 50—80 м, т. е. примерно на 130—150 м ниже современного гипсометрического положения синхронных осадков в бассейне р. Фатьяники (на окраине Сибирской платформы, где они встречаются на отметках 180—200 м). Одновозрастные породы в зоне Енисейской депрессии опущены до отметок минус 240 — минус 130 м.

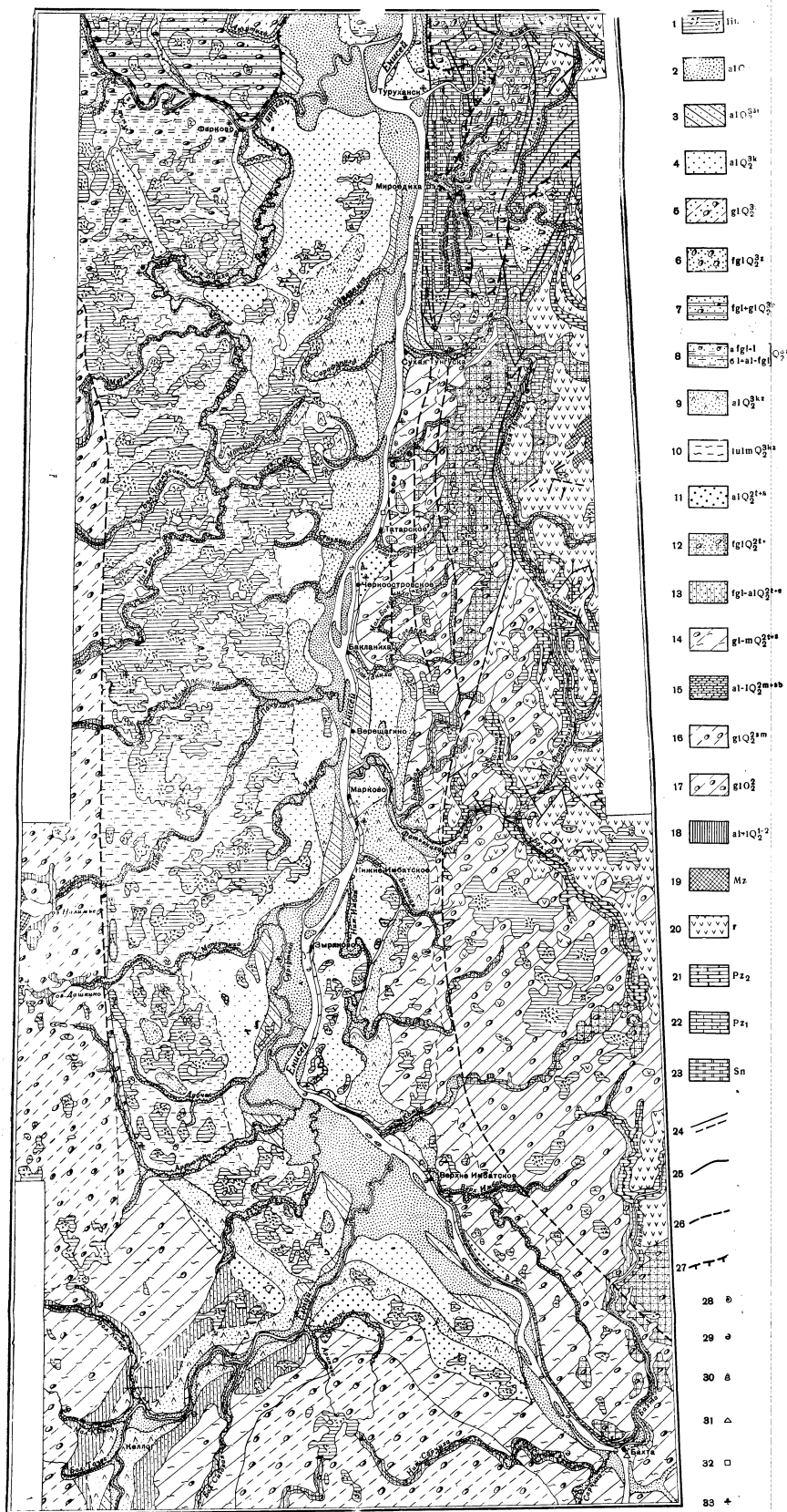
Все это вместе взятое не оставляет сомнения в дифференцированных глыбовых движениях в пределах указанных структурно-тектонических регионов и дает основание предполагать значительную тектоническую активность в предсамаровское время.

Во второй половине плейстоцена и особенно, по-видимому, в самом конце среднего и начале верхнего плейстоцена характер дифференцированных поднятий в зоне Туруханской антиклинали существенно изменяется. Наибольшие поднятия испытывает, вероятно, ее восточный блок. Это следует в первую очередь из сравнения высот современного рельефа. Так, абсолютные отметки в бассейне р. Мироедихи не превышают 200 м, а на Прилетненском участке, в бассейне р. Вороновки достигают 280 и даже 300 м.

Значительные по амплитуде дифференцированные движения, очевидно, по унаследованным разломам устанавливаются в пределах Сухотунгусской антиклинали. На это указывает современная ступенчатость Енисей-Сухотунгусского междуречья, особенно его енисейского склона, поднимающаяся к водораздельному (180—230 м) плато рядом террасовидных площадок с отметками наиболее крупных из них 80—100, 120—140, 140—160 м и т. д. Вдоль уступов, разделяющих эти ступени, на дневную поверхность из-под сплошного чехла четвертичных осадков выведены древние палеозойские породы. Они залегают со слабым моноклинальным падением на запад под углами в 2—3° (редко 6—8°). Поэтому локальные выходы их в виде вытянутых полос, приуроченных к абсолютным отметкам 40—60, 80—100, 180—200 м и т. д., по-видимому, имеют тектоническое происхождение.

Действительно, как сами уступы, так и связанные с ними обнажения коренных пород располагаются на одних линиях с возможными продолжениями к югу приенисейских разломов, установленных по Нижней Тунгуске и Мироедихе. Так, южное продолжение Стрельногорского сброса, прослеженного в 1955 г. В. Л. Фишером и его сотрудниками вплоть до верховьев р. Девятихи, фиксируется по рекам Средней, Татарке и Бакланихе структурным уступом, разделяющим 80—100 и 120—140(160)-метровые ступени Енисей-Сухотунгусского междуречья и полосой выходов древнепалеозойских пород в интервале абсолютных отметок 80—100 м.

Помимо этого, вдоль отмеченных уступов намечаются нарушения нормального залегания четвертичных пород. Это выражается в резком изменении гипсометрического положения гляциально-морских и гляциаль-



Фиг. 24. Геологическая карта бассейна нижнего и среднего течения р. Енисей между пос. Бахтов и пос. Туруханском.
Составил С. А. Архипов, 1957 г.

Легенда: 1—озерно-болотные отложения (глины, илы, суглинки, торфяники); 2—аллювиальные отложения пойменных террас (пески, суглинки, глинки); 3—аллювиальные отложения пойменных террас (пески, суглинки, глинки); 4—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 5—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 6—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 7—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 8—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 9—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 10—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 11—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 12—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 13—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 14—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 15—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 16—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 17—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 18—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 19—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 20—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 21—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 22—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 23—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 24—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 25—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 26—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 27—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 28—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 29—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 30—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 31—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 32—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки); 33—аллювиальные отложения III (карстовый) плато Енисей (пески, суглинки, глинки).

ных отложений тазовской стадии максимального оледенения при переходе от низких к более высоким ступеням Енисей-Сухотунгусского междуречья. В то же время в пределах отдельно взятой ступени (блока?) они залегают примерно на одном уровне. Кроме того, вдоль предполагаемых линий молодых нарушений наблюдаются деформации горизонтального залегания слоистых толщ среднего плейстоцена. Так, в районе устья ручья Безымянного (р. Татарка) гляциально-морские отложения тазовско-санчуговского возраста залегают под углом 15—25° с падением слоев на север-северо-восток.

Конечно не исключается, что эти деформации произошли в результате оползней еще в период осадконакопления этих пород. Но даже и в этом случае приуроченность оползней к тектоническому уступу указывает на проявление подвижек вдоль последнего.

Время возникновения этих нарушений, затрагивающих осадки тазовско-санчуговского горизонта, относится, вероятно, к самому концу среднего и началу верхнего плейстоцена.

О молодых дифференцированных движениях в зоне Туруханской антиклинали свидетельствуют особенности строения и изменения высотных отметок (35—45 м) нижнетунгусской террасы.

Западнее Приенисейского разлома эта терраса сложена очень мощной толщей аллювиальных отложений. Подошва аллювия опущена ниже уреза реки и фиксируется на отметке 0 м. Восточнее, вверх по р. Нижней Тунгуске, между Дурным и Известковым мысами эта терраса примерно такой же высоты (не выше 50 м) имеет значительно меньшую аллювиальную пачку, а абсолютные отметки ее поверхности несколько поднимаются с 45—50 до 70—80 м. Если в Туруханске мощность аллювия измеряется в 50—55 м, то здесь не больше 15—20 м. Кроме того, на этом отрезке наблюдается цоколь коренных пород высотой до 20—25 м.

О молодых подвижках вдоль разлома дают указания мощные конуса выноса Нижней Тунгуски, каковыми являются Туруханская терраса, соответствующая уровню второй надпойменной Енисейской террасы, и современный — на уровне поймы.

Такие же данные можно привести и для бассейна рек Комсы, Фатянихи, но существование разломов в этом районе представляется условным, хотя и наблюдаются значительные изменения в мощностях и в литолого-фациальном составе четвертичных отложений, а также имеются определенные наблюдения по террасам этих рек. Тем не менее в этом районе отсутствуют буровые скважины, что заставляет говорить о разломах лишь предположительно.

Тенденция к поднятиям в зоне Туруханской структуры сохраняется и в течение верхнего плейстоцена. В долинах рек формируются две-три террасы, а эрозионный врез достигает нескольких десятков метров.

Современная характеристика речной сети, данная в предыдущих главах, не оставляет сомнения в продолжении поднятий и в голоцене (см. главу II).

Вполне синхронно только что описанным поднятиям западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья развивались дифференцированные движения и в смежной Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Тектоническая фаза на границе плиоцена и эоплейстоцена внесла существенные изменения в структурный план этого района. На месте относительно приподнятого восточного крыла мезозойской синеклизы (различные авторы называют ее Усть-Енисейской, Тазовско-Енисейской, Енисейской и т. п.) закладывается грабеноподобная и, видимо, весьма сложно построенная депрессия, выделенная нами под названием Енисейской в 1954—1955 гг. Последняя и в современном рельефе отчетливо намечается в виде обширной слабо расчлененной, изобилующей озерами и болотами

впадины, ограниченной с востока высокой (180—230 м) предгорной равниной, а с запада (160—250 м) Таз-Енисейским и Енисей-Дубчским междуречьями. Средняя высота самой впадины над уровнем моря не превышает 50—55 м и лишь к периферии увеличивается до 100—110 м. В сторону же ее центральных и восточных частей, занятых енисейской поймой, наблюдается снижение отметок до 20—30 м.

Чрезвычайно показательно, что сниженная полоса впадины, занятая современной долиной Енисея, отвечает наиболее погруженной части Енисейской депрессии. Подошва четвертичных отложений вкрыта здесь на абсолютных отметках минус 200 — минус 240 м. Повышение рельефа в пределах депрессии, особенно к ее периферии, сопровождается, как правило, сокращением мощности антропогена и, по-видимому, ступенчатыми поднятиями кровли дочетвертичных, мезозойских и палеозойских пород.

Таким образом, Енисейская депрессия вырисовывается в первом приближении в виде ступенчатого прогиба, ограниченного на востоке Туруханской антиклиналью и структурами краевой части Сибирской платформы, а на западе — предполагаемыми поднятиями Лобового материка и Келлог-Теульского вала. Последние являются, вероятно, погребенным продолжением Енисейского кряжа, замыкающим депрессию в районе Подкаменной Тунгуски. За весь антропоген в ее пределах накопилась мощная толща отложений, судя по буровым скважинам, достигающая 250—260 м. Суммарный же стратиграфический разрез достигает, видимо, 300 и даже 400 м.

В период домаксимального оледенения отрицательные тектонические движения локализуются вдоль приенисейской субмеридиональной полосы разломов, в результате которых формируется наиболее погруженная грабеноподобная часть Енисейской депрессии. В ее пределах накапливаются грубообломочные песчано-галечниковые эоплейстоценовые отложения (что свидетельствует о синхронных поднятиях западной окраины Сибирской платформы), а затем осадки нижнеплейстоценовой и досамаровской трансгрессий, а также синхронные им лагунно-континентальные фации. Большая суммарная мощность отмеченных осадков, равная 120—135 м, свидетельствует о значительной продолжительности и амплитуде прогибания.

Во вторую половину плейстоцена прогибания распространяются на значительно большую площадь и захватывают всю современную зону Енисейской депрессии. Это обусловило на фоне общей тенденции к опусканию севера Западной Сибири новую послесамаровскую волну трансгрессий в мессовско-самбургское, санчуговское, казанцевское и, быть может, каргинское время. Существование выраженной в рельефе впадины способствовало в период зырянского оледенения образованию в ее пределах обширного перигляциального водоема. Суммарная мощность накопившихся в результате этих движений осадков достигает 150—180 м. Она, вероятно, примерно отвечает максимальной амплитуде прогибания в депрессии. Так, подошва казанцевских отложений в скважине у фактории Фарково вскрыта на глубине минус 50 м, а за ее пределами, в низовьях р. Нижней Тунгуски на отметках плюс 80—100 м.

Таким образом, опускания в пределах Енисейской депрессии происходили параллельно поднятиям в соседних регионах краевой части Сибирской платформы, Туруханской антиклинали и Лобового материка. В результате вдоль границ депрессии возникли висячие флювиогляциальные террасы (по склону Лобового материка и, по-видимому, в долинах рек Комсы, Фатьянихи и т. д.; см. выше), а также мощные конуса выноса р. Нижней Тунгуски, резко выдвинутые в долину Енисея.

Локальные движения в зоне Енисейской депрессии проявлялись и в голоцене. По-видимому, с ними связано образование озеровидных расши-

рений енисейской поймы, несколько повышенная мощность аллювиальной свиты, а также особенности ее строения и, наконец, признаки перегиба ее поверхности. На дифференцированный характер движений в голоцене — опускания в области Енисейской депрессии и поднятия в смежных с ней зонах — указывает отмеченные выше особенности строения современной гидросети и вещественный состав ее аллювиальных осадков, а также мощный современный конус выноса Нижней Тунгуски (см. главы II и III).

Зона Лобового материка и Келлог-Теульческого вала с точки зрения новейших тектонических движений изучена очень слабо. Она характеризуется высоким залеганием, по сравнению со смежной Енисейской депрессией мезозойских пород, поднимающихся до 80—100-метровых отметок. Мощность четвертичных пород варьирует в значительных пределах, но, видимо, не превышает 60—80 м, местами же сокращается до нескольких метров. По-видимому, эта зона была втянута в поднятия, начиная с эоплейстоцена, так как древнечетвертичные осадки в ее пределах как будто отсутствуют. По наблюдениям Ю. А. Лаврушина (устное сообщение), на поверхности Лобового материка преимущественным развитием пользуется самаровская морена. Санчуговский бассейн, вероятно, уже не заливал материк. По его восточному склону наблюдаются террасовидные площадки (береговые линии?) и перемыч самаровских валунных суглинков (устное сообщение З. В. Алешинской). Следовательно, уже ко второй половине плейстоцена здесь располагался возвышенный участок. В его пределах в период тазовского оледенения могли возникнуть снежно-фирновые поля, таяние которых и вызвало формирование лошин стока флювиогляциальных вод, обращенных в сторону Енисейской депрессии.

В зырянское время высоко приподнятый массив Лобового материка являлся существенной помехой для стока на запад вод подпруженного приледникового водоема.

Тектонические движения в описываемой зоне, располагающейся в полосе возможного погребенного продолжения на северо-запад структур Енисейского кряжа, предположительно носили линейно-вытянутый глыбовый характер. По удивительно прямолинейному уступу Лобового материка, обращенному в сторону Енисейской депрессии и, по-видимому, проходит региональный разлом. Об этом свидетельствуют имеющиеся (хотя и скудные) геолого-геоморфологические и геофизические данные (см. главы II и III), аналогия с восточным бортом Енисейской депрессии и некоторые литературные материалы.

Резюмируя описание региональных движений, остановимся на современном гипсометрическом залегании синхронных отложений в различных структурно-тектонических зонах. В таблице 46 приведены интересующие нас данные. Они свидетельствуют о том, что суммарное перемещение глыб относительно друг друга в смежных зонах Енисейской депрессии и западной окраины Сибирской платформы достигают, по-видимому, не менее 400—450 м, а по мере движения на северо-восток, вероятно, до 800—1000 м. В пользу этого говорит лестница все более высоких уровней Средне-Сибирского плоскогорья, достигающая в горах Путорана 1700 м.

С другой стороны, наибольшая разница современного высотного залегания разновозрастных пород отмечается для древнечетвертичных (нижнеплейстоценовых и предсамаровских) отложений и сильно уменьшается для молодых казанцевских и каргинских осадков. Вероятно, это может указывать на то, что в первую половину четвертичного периода были наиболее интенсивные вертикальные перемещения. В пользу этого свидетельствуют также приводившиеся выше данные о сильном доледниковом расчленении рельефа западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья.

Интенсивные глыбовые движения способствовали образованию (особенно вдоль унаследованных разломов) различного рода нарушений в толще четвертичных (антропогенных) пород. К ним относятся, в первую очередь, предполагаемые сбросы в районе факторий Фарково, Толстого Носа, Елогуя и т. д.

Таблица 46

Возраст пород	Абсолютные отметки залегания синхронных пород			
	Енисейская депрессия	Зона Туруханской антиклинали	Краявая часть Сибирской платформы	
			280—350 м ступень Средне-Сибирского плоскогорья	400—700 м ступень Средне-Сибирского плоскогорья
Мезозой	В интервале минус 350—400 м — минус 100 м	Около 100 м (?)	200—220 м	На поверхности столовых гор с отметками 500—600 м
Эоцено-эоцено-нижний плейстоцен и предсамаровские породы	В интервале минус 240—минус 130 м	50—80 м	180—200 м	310 (?) м
Казанцевские отложения	В интервале минус 70—0 м. По окраине депрессии—плюс 40—50 м	60—80 м	100—120 м	?
Каргинские осадки	От плюс 20—30 до плюс 45—50 м	45—50—55—65 м	60—80 м (?)	?

В районе фактории Фарково намечается локальное поднятие, устанавливаемое как по четвертичным, так, по-видимому, и мезозойским породам. Мощность антропогена не превышает здесь 40—55 м, а подошва залегает на отметке минус 40—50 м. Из разреза выпадают все досамаровские и казанцевские осадки, самаровская морена нацело эродирована, мощность тазовско-санчуговского горизонта сильно сокращена.

Соседняя скважина, расположенная всего в 0,5—0,6 км восточнее, вскрывает совершенно иной разрез. Мощность антропогена увеличивается до 265 м, а его подошва опускается до отметки минус 240 м. Толща досамаровских пород достигает 110 м, мессовско-самбургских — 50—60 м, казанцевских — до 50 м. Амплитуда перемещения четвертичных отложений не поддается точному определению, так как самаровская морена уничтожена и тазовско-санчуговский горизонт по восточному склону Фарковского поднятия сильно размыт. Тем не менее подошва самаровской морены фиксируется в скважине 9 на отметке минус 150 м, а в скважине 8 валунно-галечники, оставшиеся от перемытой морены, — минус 20—45 м.

В усть-елогуйских скважинах в мезозойских породах в зоне возможных нарушений отмечаются многочисленные зеркала скольжения, а четвертичные отложения, вероятно, испытали перемещения по вертикали в несколько десятков метров. Об отставании прогибания или даже слабых поднятиях района факторий Елогуй говорят резко сокращенный до 20—30 м разрез четвертичных отложений, сильный размыв самаровской морены и отсутствие более древних четвертичных осадков.

В соседнем грабенподобном прогибе мощность осадков достигает 230—250 м. Подошва гляциально-морских отложений тазовско-санчуговского горизонта опущена до минус 20—30 м, в то время как у фактории Елогуй поднята до минус 10—0 м, а на правобережье Енисея (устье р.

Комсы) до плюс 20—30 м. Вероятные смещения испытала и самаровская морена.

Локальные поднятия в районе Толстого Носа можно предполагать по необычно высокому для бассейна р. Нижней Баихи залеганию гляциально-морских тазовско-санчуговских пород, значительному сокращению их мощности и сильной последующей эрозии. В ядре хребта, в районе прорыва его Нижней Баихой, тазовско-санчуговские отложения вскрываются на отметках около 50—55 м. Они имеют незначительную мощность (0,5—1,5 м), сильно размыты и представлены местами галечником. Из-под них обнажается (25—28 м) пачка серых слоистых песков мессовско-самбургского времени. Перекрываются тазовско-санчуговские отложения 45—50-метровой толщей разнозернистых с гравием и палькой песков прибрежно-морских, вероятно, дельтовых осадков регрессивной стадии санчуговского моря.

Вдоль юго-западного склона хребта Толстый Нос гляциально-морские суглинистые, с редкой галькой и гравием отложения с фауной *Portlandia arctica* Gray и многочисленными обломками (определения С. А. Троицкого) обнажаются как в право-, так и в левобережных ярах Нижней Баихи, но вдоль правого берега — на отметках 35—45 м, а вдоль левого — 25—30 м. На юго-запад от хребта вдоль р. Мерхе-Кы описанные породы постепенно погружаются ниже уреза рек.

По северо-восточному склону хребта в правобережных береговых ярах р. Нижней Баихи вскрывается разрез, аналогичный описанному для района прорыва. Примерно, на тех же отметках залегают здесь и гляциально-морские суглинистые осадки. Но уже на левом берегу реки и вдоль ее нижнего субмеридионального отрезка ниже фактории Толстый Нос, т. е. к северу-северо-востоку, отмеченные породы отсутствуют в естественных обнажениях. Они или полностью размыты, или опущены ниже уреза реки, на что косвенное указание дает скважина 9. В последнем случае вдоль хребта Толстый Нос можно предполагать дизъюнктивное нарушение типа сброса.

Все только что описанные нарушения захватывают тазовско-санчуговские породы. Они оказываются несколько приподнятыми в местах предполагаемых локальных поднятий и несколько опущены в соседних депрессиях. Здесь они перекрываются со следами размыва и вреза более молодыми казанцевскими отложениями.

В смежных приподнятых участках казанцевские осадки отсутствуют (скв. 9 и скв. 7, фиг. 11).

По-видимому, движения, вызвавшие эти нарушения, проявились на границе среднего и верхнего плейстоцена. В пользу этого предположения свидетельствуют и несомненно аномальные высоты останцев четвертой надпойменной террасы Енисея в районе Черноостровского яра и Толстого Носа, достигающие 80—100 м отметок.

Несомненны следы и более молодых локальных движений.

Важно отметить в этой связи различное современное гипсометрическое залегание подошвы аллювиальных свит террас Енисея на его левом и правом берегах, изменения их мощностей, минералого-петрографического состава и т. п. (см. главы II и III).

По-видимому, эти явления в какой-то мере следует связывать с наибольшими по амплитуде подвижками в конце верхнего плейстоцена (поздне-последледниковое время) и начале голоцена.

Итак, все вышеизложенное весьма убедительно свидетельствует о тектонической активности в антропогене. Вместе с тем, тектонические движения были осложнены, вероятно, в ледниковые века наложившимися на них эвстатическими и изостатическими колебаниями. Но количественная оценка последних не поддается точному определению. С наибольшим ос-

нованием можно предполагать изостатические перемещения суши в век максимального оледенения. Образование обширного самаровского ледникового покрова могло задержать или замедлить воздымание Средне-Сибирского плоскогорья и усилить опускание Приенисейской низменности.

Влияние эвстатического фактора также наиболее сильно должно было проявиться во время максимального оледенения. В пользу этого как будто свидетельствуют данные В. Н. Сакса (1953) о распространении максимальной морены на дне Карского моря до изобаты 200 м. Возможно, что с растаиванием самаровского ледника определенным образом связана и мессовско-самбургская трансгрессия.

Резкий размыв самаровской морены в районах распространения последней наталкивает на мысль, что повышение уровня моря могло начаться уже в конце оледенения. Море трансгрессировало на материк непосредственно вслед за ледяным барьером, способствуя его быстрому распаду, особенно в областях депрессий.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что приведенные рассуждения имеют гипотетический характер. Исследования В. Н. Сакса (1953) в Советской Арктике показали, что перемещения береговой линии Полярного бассейна далеко не всегда подчиняются закономерностям эвстатических и изостатических колебаний. Они могли накладываться друг на друга, взаимно компенсироваться и, наконец, полностью ликвидироваться синхронными тектоническими движениями дна океана и окраинных полярных морей. Нельзя объяснить исключительно эвстатическими и изостатическими причинами устойчивую тенденцию к прогибанию в среднем и верхнем плейстоцене Енисейской депрессии, низовьев Енисея, Таймырской депрессии и одновременное неуклонное воздымание западных отрогов Средне-Сибирского плоскогорья. Несомненно, что только тектонические движения могли вызывать обширные трансгрессии, отдельные волны которых приходятся как на межстадиальное (мессовско-самбургское) и межледниковое (казанцевское), так и ледниковое (санчуговско-тазовское) время. Более того, в тектоническом развитии описываемой территории намечаются определенные фазы усиленного проявления подвижек. Имеющиеся фактические материалы позволяют более или менее определенно отметить тектонические движения в конце плиоцена и начале антропогена (в досамаровское время), вероятно, на границе среднего и верхнего плейстоцена, плейстоцена и голоцена.

Исследования последних лет в пределах Западной Сибири (Нагорский, 1950, Мизеров, 1953, Николаев, 1957 и др.), Алтая (Щукина, 1953, 1958, Лунгерсгаузен и Раковец, 1957 и др.), Восточного Приуралья (Лунгерсгаузен, 1955 и др.), Витимского и Патомского нагорьев (С. Г. Мирчинк, 1957), Приморского края (Лебедева, 1957) и многие другие работы, перечислить которые не представляется возможным, показывают, что основные фазы тектонических движений четвертичного периода, по-видимому, имели региональное распространение и тяготели к строго определенным стратиграфическим рубежам.

Эти движения в зависимости от их амплитуды и знака создавали вполне определенные в каждом конкретном случае неотектонические структуры. По восточной окраине Западно-Сибирской низменности также намечаются зоны возможных неоструктур. Таковыми в рассматриваемом районе являются Енисейская впадина, по-видимому, открытая на север, и фиксирующаяся в виде низменной равнины, и поднятия, приуроченные к основным водоразделам рек Енисея, Дубчеса и Таза. В системе этих крупных структур, несомненно, имеются и более мелкие, второстепенные. Все эти возможные структуры, а также тектонические уступы, омоложенные разломы и т. д. в пределах исследованной территории ярко отражены

в ее общей орографии, конфигурации речной сети и особенно в строении четвертичного покрова.

Вместе с тем предполагаемые молодые структуры, несомненно, отражают в определенной степени природу древних, погребенных структур, что наиболее наглядно можно продемонстрировать в настоящий момент на примере Туруханского профиля, вдоль которого имеются как геофизические материалы, так и достаточно подробные данные о строении четвертичного покрова.

Согласно геофизическим исследованиям Л. Я. Проводникова (в 1951 г.), вдоль Туруханского профиля выделяется три структурных яруса: нижний, сложенный протерозойско-палеозойскими породами ($Prz + Pz$), средний, представленный однородной толщей мезозойских и пермо-карбонových пород ($Mz + (P + C)$), и толща мезокайнозоя ($Mz + Kz$).

Палеозойско-протерозойские породы нижнего структурного яруса, обнажающиеся по Нижней Тунгуске выше Дурного мыса, резко погружаются в районе г. Туруханска. По кровле этих пород Л. Я. Проводников намечает здесь резкую депрессию с возможными разрывными нарушениями, которая находит свое отражение и в характере залегания более молодых структурных ярусов.

К западу, вдоль Турухана происходит погружение фундамента ($Prz + Pz$), но поверхность его испытывает волнообразные поднятия с амплитудой до 500—1000 м в 10—20 км западнее Туруханска и до 250 м в районе Фаркова. Далее к западу от фактории Усть-Баихи к р. Вымской намечается крупная депрессия с погружением протерозойско-палеозойских пород от 1500 до 2500 м.

Мезозойско-пермокарбонový и мезокайнозойский структурные яруса унаследуют, хотя и в несколько сглаженном виде, все вышеотмеченные неровности фундамента.

Находят ли какое-нибудь отражение эти древние погребенные структуры в строении четвертичного покрова? Несомненно находят. Простое сравнение профилей Л. Я. Проводникова и нашего (см. фиг. 1), составленного для четвертичных отложений по данным бурения и естественным обнажениям, не оставляют никакого сомнения. Закономерная связь в строении четвертичного покрова с погребенными под ним структурами проявляется в изменении мощностей, пространственном размещении различных генетических типов четвертичных отложений, полноте стратиграфического разреза и т. д.

Все изложенное имеет принципиальное значение в перспективном планировании и непосредственном проведении геологических работ в Приенисейской Сибири.

ВЫВОДЫ

В последние годы изучение состава и строения древних доантропогенных пород рассматриваемой территории сталкивается с большими трудностями из-за мощного развития сплошного чехла четвертичных отложений. В связи с этим возникает огромной практической важности вопрос о том, можно ли на основе анализа четвертичных отложений и геоморфологии подойти к выяснению соотношений между структурами «коренных» пород и перекрывающими их антропогенными образованиями.

Ответ на этот вопрос можно получить путем выяснения закономерностей пространственного размещения, условий залегания, изменения мощностей и фациальных отличий в строении четвертичных отложений различных структурно-тектонических зон, а также в результате анализа связей современного рельефа с тектоникой, иными словами, путем изучения неотектоники. Однако, подобные исследования осложняются тем, что процессы четвертичного осадконакопления протекали в описываемом районе под влиянием как тектонических движений, так и климатических изменений. Поэтому прежде всего необходимо выяснить, какую роль играют оба эти фактора в стратиграфии четвертичных отложений.

Весь изложенный в настоящей работе материал показывает, что неотектонические движения оказали сильнейшее влияние на характер основных экзогенных процессов в пределах описываемой территории, подразделив ее на области преимущественной аккумуляции и денудации, способствовали оледенению воздымавшейся западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья, вызывали обширные трансгрессии в северных, прогибавшихся районах Западно-Сибирской низменности. Тем самым именно тектонические, а не климатические факторы определили образование единой терригенно-минералогической провинции на территории описываемого района, связанной со Средне-Сибирским плоскогорьем, как областью интенсивной денудации в четвертичном периоде. Поэтому высокое содержание продуктов разрушения траппов в четвертичных породах, а также определенные изменения во времени вещественного состава основных генетических типов отложений объясняется в первую очередь воздыманием плоскогорья, а не его оледенением. Определяющая роль тектонических движений в значительной степени маскируется тем влиянием, которое оказывал на осадконакопление в антропогене климатический фактор.

Неоднократные изменения палеоклимата на протяжении четвертичного периода также существенно повлияли на литолого-фациальный состав четвертичных отложений, обусловив появление и чередование в геологической колонке ледниковых и неледниковых отложений. Кроме того, в зависимости от амплитуды и продолжительности климатических колебаний изменялось пространственное размещение разновозрастных гляциальных комплексов, смещались границы оледенений и соотношения гляциальных и экстрагляциальных областей в пределах описываемой территории. Вме-

сте с тем нельзя не обратить внимания на несомненную связь и причинную зависимость изменений климата, помимо космических причин, от тектонических движений. Этот вывод вытекает из палеоботанических исследований (Матвеева, 1958, Коренева, 1957, Голубева, 1957), показывающих, что периоды значительного увлажнения климата совпадали с обширными трансгрессиями, имевшими тектоническую природу (Сакс, 1953).

В этой связи факт существования гляциально-морских отложений в Приенисейском районе приобретает особенно важное значение. Он показывает, что соотношения между трансгрессиями и оледенениями значительно сложнее, чем это представляется с позиции гляциально-эвстатической гипотезы (Яковлев, 1947). Поэтому корреляция морских и континентальных образований, по нашему мнению, в каждом конкретном случае должна строиться на признании и выяснении весьма сложных связей и взаимодействий существующих между неотектоникой, трансгрессиями, изменениями климата и развитием ледников. Такой подход и, в частности, вывод о синхронности тазовского оледенения и санчуговской трансгрессии имеет важное значение при создании унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западной Сибири.

Климатический фактор внес хотя и существенные, но все же, по нашему мнению, лишь частные особенности в строение четвертичных толщ. Основные, качественные изменения литолого-фациального состава, мощностей и условий залегания, т. е. закономерностей пространственного размещения четвертичных пород, бесспорно, обусловлены тектоническими предпосылками. Это положение прекрасно иллюстрируется на примере описанной территории, в пределах которой климатические изменения охватывали одновременно весь район, но тем не менее строение четвертичного покрова весьма различно при переходе от одной структурно-тектонической зоны к другой.

Отсюда следует, что в основу стратиграфии четвертичного периода должны быть положены те же геологические закономерности и применяться те же методы, что и для более древних систем. С этой точки зрения основным критерием для стратиграфических подразделений и установления нижней границы антропогена должен быть принцип биостратиграфический, обоснованный В. И. Громовым (1948), применимость которого доказана в настоящий момент для Сибири рядом исследований (Равский, Алексеев и др., 1956, Алексеев, 1957, Матвеева, 1958, Вангенгейм, 1957 и др.). Чрезмерное, по нашему мнению, преувеличение роли палеоклиматического (вспомогательного) критерия и попытка теоретически обосновать замену им палеонтологического метода (Эпштейн, 1957) приводит к неправильному противопоставлению четвертичной—дочетвертичной геологии, что сильно затрудняет решение практически важной задачи по выяснению закономерных связей четвертичного покрова с погребенными структурами древних пород. Кроме того, практическое применение палеоклиматического принципа, как определяющего при стратиграфических подразделениях антропогена, затрудняется резкими разногласиями палеоботаников о характере растительности Западной Сибири в отдельные этапы четвертичной истории (М. П. Гричук, 1957, Панова, 1957, Никитин, 1940, Матвеева, 1958 и др.), а также недостаточной изученностью генетических типов четвертичных отложений. Последнее наглядно видно на примере спора вокруг происхождения валунных суглинков в области Енисей-Нижнетунгусского междуречья, а также отнесение к древней морене отложений лишь внешне напоминающих ледниковые образования, а по существу совершенно неясного генезиса. В связи с этим стратиграфические схемы, построенные на чередовании ледниковый и межледниковый (а в условиях повседневной практики это чередование устанавливается по литологическим и геоморфологическим наблюдениям без достаточного палефито-

гического обоснования), неизбежно принимают зачастую, как нам кажется, формальный и узко местный характер. Все это вместе взятое на примере исследованного района показывает, по нашему мнению, что палеоклиматический наряду с геоморфологическим, литолого-фациальным и т. д. методами может быть с успехом применен главным образом для выделения мелких стратиграфических единиц. Таковыми по существу и являются ледниковья, межледниковья, интерстадиалы и т. д.

Основные, крупные стратиграфические единицы — отделы, яруса — обязательные для ледниковых и внеледниковых областей, должны проводиться на основе палеонтологического метода в сочетании с общим историко-геологическим анализом (Громов, 1948, Краснов, 1957).

Стратиграфическая шкала, построенная таким образом, наилучшим способом обобщает, по нашему мнению, местные материалы и позволяет широко привлекать данные смежных районов (табл. 47).

Кроме того, основные стратиграфические рубежи — границы между плиоценом, плейстоценом и голоценом, а также между ярусами плейстоцена, особенно верхним и средним, — помимо палеонтологического подтверждения, получают и неотектоническое обоснование, как это обычно и делается в дочетвертичной геологии.

Так как мобильность земной коры находит свое достаточно четкое отражение в стратиграфии четвертичных отложений, то возникает возможность наметить определенную связь между строением четвертичного покрова, современным рельефом и погребенными древними структурами. Суммирование всех признаков четвертичных движений позволяет прийти к выводу, что тектоническое развитие в антропогене происходило, вероятнее всего, в основном по старому структурному плану. Связь соответствующих структурных форм с особенностями строения палеозойского фундамента объясняется, очевидно, тем, что древние структуры, как положительные, так и отрицательные, продолжают развиваться в процессе неравномерных колебательных движений вплоть до наших дней (фиг. 1, 2). Подводя общие итоги проделанной работы, нельзя не отметить целого ряда существенных пробелов, оправданием которых является недостаток фактических данных, касающихся древнейших, досамаровских отложений. Если основные подразделения на эоплейстоцен и нижний плейстоцен кажутся в какой-то степени обоснованными, то их более детальное расчленение и сопоставление в широком плане, например, с Европейской частью Союза, за отсутствием фактических материалов является задачей будущих исследований.

Не представляется возможным в настоящий момент определить четкое стратиграфическое положение границы неогена и антропогена. Этому препятствует в первую очередь полнейшее отсутствие фактических данных по плиоцену Приенисейского района. Достаточно условно отбивается граница нижнего и среднего плейстоцена. Решение этого вопроса, по-видимому, придет вместе с окончательным выяснением генезиса мореноподобных суглинков, принимаемых за древнюю морену.

Остаются недостаточно выясненными некоторые палеогеографические вопросы, связанные со спецификой тазовского и зырянского оледенений, характером и продолжительностью казанцевского межледниковья и т. д.

Первостепенной задачей будущих исследований является постановка региональных стратиграфических работ по изучению досамаровских отложений и увязке стратиграфии гляциальной области с внеледниковым районом бассейна Енисея. Эти работы должны быть обязательно совмещены с изучением основных генетических типов четвертичных отложений — аллювиальными и гляциальными образованиями. Первые шаги в этом направлении предприняты в настоящей работе. Продолжение ее позволит осветить ряд коренных вопросов, касающихся стратиграфии, палеогеографии и тектоники ранних этапов антропогена.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений для бассейна среднего и нижнего течения р. Енисей и её сопоставления со схемами В. Н. Сакса (1953), С. Б. Шацкого (1956) и В. А. Зубакова (1957). Составил С. А. Архипов (1957 г.)

[illegible]

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Вилюйской впадины. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода. М., 1957.
- Алешинская З. В., Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. Некоторые геолого-геоморфологические данные по пойменной террасе реки Енисея между устьями рек Бахта—Турухан. В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. Изд. МГУ, 1959.
- Алядин Ф. Я. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода севера Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода. 1957.
- Амурский Г. Н., Дренов Н. В. О перестройке гидрографической сети в бассейне р. Бахты (северо-западная часть Средней Сибири). Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., 1956, № 3.
- Архипов С. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1957, 116, вып. 1.
- Архипов С. А. К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1959, № 1.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. Предварительная схема стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта — Н. Тунгуска. В кн.: Тезисы докладов Междоуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1956.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 1. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахты и Турухан. В кн.: Труды Междоуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1957.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. 2. Работа секции стратиграфии четвертичных отложений Междоуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода. 1957, № 22.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. Некоторые особенности строения бичевников бассейна среднего и нижнего течения Енисея. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, сер. геол., 1958, № 6.
- Архипов С. А., Зубаков В. А., Лаврушин Ю. А. О ледниково-водных отложениях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1957, 112, вып. 1.
- Архипов С. А., Коренева Е. В., Лаврушин Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района Западной Сибири. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Баженов И. К., Нагорский М. П. Геология района г. Красноярска. Мат. по геол. Красноярского края., 1937, № 1.
- Благовещенская М. Н. Следы оледенения в долине р. Н. Тунгуски и ее притоков. Мат. по геол. Сибирской платформы, 1955, вып. 7.
- Боголепов К. В. Новые данные о третичных отложениях Енисейского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 1.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции. В кн.: Тезисы докладов Междоуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.

- Вангенгейм Э. А. Основные этапы развития фауны четвертичных млекопитающих юга Восточной Сибири и ее стратиграфическое значение. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Гаевская Н. С. Ред. Определитель фауны и флоры северных морей СССР. М., «Сов. наука», 1948.
- Голубева Л. В. Палеофитологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Городков Б. Н. Приледниковые ландшафты плейстоцена на севере Азии. Доклады Акад. Наук СССР, 1948, 61, № 3.
- Гричук М. П. Основные этапы развития растительности южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Гричук В. П., Гричук М. П. К вопросу о характеристике приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики. Вопросы географии, 1950, сб. 23.
- Гричук В. П., Зяблинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географгиз, 1948.
- Гричук В. П., Федорова Р. В. К вопросу о характеристике приледниковой растительности четвертичного периода на севере Азиатского материка. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1956, № 2.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, геол. сер. (№ 17).
- Громов В. И. Стратиграфическая граница третичного и антропогенного периодов. В кн.: Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1955.
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Ермилов И. Я. Геологические исследования на Гыданском полуострове в 1927 г. Тр. Полярной комиссии, 1935, вып. 20.
- Земцов А. А. Тезисы докладов 7-ой научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Томск, 1957, вып. 4.
- Зубаков В. А. 1. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисея. Мат. по четверт. геол. и геоморфол. СССР, 1956, вып. 1.
- Зубаков В. А. 2. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Зубаков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Приенисейской части Сибири. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Ивановский Л. Н. Террасы долины Енисея от Енисейска до устья р. Б. Кас. Тр. Томск. гос. ун-в., 1954, 132.
- Казанский Ю. П. Геология мезо-кайнозойских отложений северо-восточной части Чулым-Енисейской впадины. Диссертация на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1952.
- Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Сб. под ред. Ю. А. Жемчужникова. Тр. Всес. науч.-исслед. инст. мин. сырья, 1940, вып. 163.
- Краснов И. И. Современное состояние и дальнейшие задачи картирования и разработки стратиграфической номенклатуры четвертичных отложений в Советском Союзе. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции для отыскания скотопрогонного тракта из Нерчинского округа в Олекминский. Зап. Русск. геогр. общ. по общ. геогр., 1873, 3.
- Кушев Л. С. Геоморфология долины нижнего течения р. Н. Тунгуски. Тр. Инст. геоморфол., 1934, вып. 11.
- Лазуков Г. И., Соколова Н. С. Основные особенности палеогеографии бассейна Нижней Оби в четвертичном периоде. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Лебедева Н. А. Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений, геоморфология и неотектоника западной части южного Приморья. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.

- Ленгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). Сов. геология, 1955, сб. 45.
- Ленгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., Географиз, 1955.
- Марков К. К. К истории природы Западно-Сибирской низменности в четвертичном периоде. В кн.: Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М.—Л., 1956.
- Мизеров Б. В. Некоторые основные моменты кайнозойской истории Томского Приобья. В кн.: Вопросы геологии Западной Сибири. Томск, 1953. (Тр. Томск. гос. ун-в., т. 124, сер. геол.).
- Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Междоуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Мирчин С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Молчанов И. А. Следы древнего оледенения в Енисейском крае. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1926, 5, вып. 5.
- Моор Г. Г. К петрографии траппов низовьев р. Н. Тунгуски. Тр. Арктич. науч.-исслед. инст., 1939, 126.
- Моор Г. Г. О четвертичном оледенении северной части Сибирской платформы. Проблемы Арктики, 1945, № 5.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии четвертичных отложений центральной части Красноярского района. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1937, вып. 5.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Мат. по геол. Красноярск. края, 1939, № 6.
- Нагорский М. П. 1. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чулымской впадины. Мат. по геол. Зап. Сибири, 1941, № 13 (55).
- Нагорский М. П. 2. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности. Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, вып. 3.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры с берегов р. Оби. Мат. по геол. Зап. Сибири, 1940, № 12.
- Николаев В. А. Неотектоника Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн, т. 1—2. Тр. Всес. геологоразвед. объедин., 1932, вып. 164.
- Панова Л. А. Палинологическая характеристика четвертичных отложений северной половины Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Пирожков П. Л. К географическому познанию области, находящейся между Тазом и Енисеем. Землеведение, 1931, 33, вып. 1—2.
- Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Вопросы географии, 1949, сб. 12.
- Равский Э. И. О стратиграфии кайнозойских отложений юга Сибирской платформы (бассейн Ангары и некоторые сопредельные районы). В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного междоуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Равский Э. И., Алексеев М. Н., Чеботарева Н. С. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений южной и восточной части Сибирской платформы (бассейны Ангары, Средней Лены и Вилюя). В кн.: Тезисы докладов Междоуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Рагозин Л. А. Значение четвертичной геологии и неотектоники в изучении структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1953, № 19.
- Рагозин Л. А. О геоморфологических проявлениях тектонических структур на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. В кн.: Труды Второго Всесоюзного географического общ., 1955.
- Сакс В. Н. О расчленении четвертичных отложений севера Сибири. Сов. геология, 1941, № 5.
- Сакс В. Н. Колебания уровня моря в устье Енисея в четвертичный период. Природа, 1947, № 5.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктич. науч.-исслед. инст., 1948, вып. 201.

- Сакс В. Н. 1. Геологический очерк района города Игарки. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1951, 19.
- Сакс В. Н. 2. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1951, 14.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1953, 77.
- Сергеев Е. М., Полякова С. С. и др. Особенности литологического состава и инженерно-строительных свойств четвертичных отложений нижнего течения долины р. Оби. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Арктич. науч.-исслед. инст., 1936, 43.
- Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений северной части Западной Сибири и Таймырской низменности. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Тебенюков В. П., Гартман Д. С., Эйно О. Л. Геологическое строение и угленосность р. Н. Тунгуски от р. Северной до р. Чапкокто. Тр. Арктич. науч.-исслед. инст., 1939, 126.
- Урванцев Н. Н. Четвертичное оледенение Таймырского края. Природа, 1930, № 4.
- Урванцев Н. Н. 1. Следы четвертичного оледенения центральной части Северной Сибири. Тр. Глав. геологоразвед. упр., 1931, вып. 113.
- Урванцев Н. Н. 2. Четвертичное оледенение Таймыра. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1931, № 3.
- Урванцев Н. Н. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы (Норильский район). В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Фениксова В. В. Четвертичные отложения Колывано-Томской складчатой зоны и Колпашевской впадины. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерности строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 135, сер. геол. (№ 55).
- Шацкий С. Б. 1. Стратиграфия четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Шацкий С. Б. 2. Стратиграфия четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Мат. Зап.-Сиб. ком. по изучению четвертич. периода при Томск. ун-в., 1956, 133, вып. 1.
- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Шорохов Л. М., Попов В. С. и др. Каменноугольные и графитовые месторождения в низовьях Нижней Тунгуски. За индустриализацию Сов. Востока, 1933, № 3.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения и стратиграфия четвертичных отложений на территории Алтая. Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1959, вып. 26.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской низменности. Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геол. общ., 1926, 5.
- Эпштейн С. В. К вопросу о сопоставлении стратиграфии четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья. В кн.: Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956.
- Эпштейн С. В. О принципах и методах стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины. Бюлл. Ком. по изучению четвертич. периода, 1947, № 9.

Рукописные материалы

- Альтер С. П., Алявдин Ф. А., Бойцов М. Н. и др. под редакцией О. В. Суздальского. Геологическое строение и рельеф бассейна р. Пур на севере Западно-Сибирской низменности, 1955.
- Белостоцкая И. Ф., Благовещенская М. Н., Тищенко Д. Н., Фердман И. М. под редакцией Г. Ф. Лунгерсгаузена. Материалы для геологической и геоморфологической карт западной окраины Сибирского плато масштаба 1:1 000 000. 1951.
- Бестужев А. И., Бестужева П. Н. и др. Комплексная геологическая и геоморфологическая съемка района хребта Хагды-Хихо. 1955.

- Волкова В. С., Матвеева А. Ф., Хорева В. Б. Геологическое строение и рельеф левобережья р. Енисей в бассейне рек Большой и Малой Хеты., 1957.
- Зубаков В. А. 1. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям среднего и нижнего течения р. Енисей. (Отчет Енисейской геоморфологической партии за 1955 г.). 1956.
- Зубаков В. А. 2. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений долины Енисей (Информационный отчет Енисейской стратиграфической партии за 1956 г.) 1956.
- Куликов А. В. Отчет о геолого-съемочных работах четвертичных отложений в районе станции Алыкель-Тундра. 1952.
- Куликов Н. Н., Троицкий С. Л. и др. Геологическое строение и рельеф северо-восточной части Гыданского полуострова. Съемка масштаба 1 : 1 000 000. 1953.
- Куликов Н. Н., Ломаченков В. С., Троицкий С. Л., Семевский Д. В., Дегтяренко Ю. П., Дмитриев В. С. Геологическое строение и рельеф бассейна среднего и нижнего течения р. Агапы. 1955.
- Лебедев И. В., Мизеров Б. В., Шацкий С. Б. Материалы по геологии и полезным ископаемым листа Р—45, 1951.
- Маслов Г. Д., Пермяков В. Н., Дураков С. А. Отчет о геолого-геоморфологических исследованиях в бассейнах рек Дудинки и Норильского Ергалака. 1953.
- Маслов Г. Д. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Фокиной и Убойной за 1943 г., 1953.
- Микуцкий С. П., Скрипко Л. С., Геология и полезные ископаемые бассейна рек Сухой Тунгуски и Фатьянихи, 1951.
- Нагорский М. П. Четвертичные отложения Центральной части Западно-Сибирской низменности. 1950.
- Никитин В. И., Макарова Т. Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верхнего течения р. Фатьянихи. 1955.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. 1957.
- Сердюк А. Н., Степанов Р. В., Жуков В. Г. и др. Комплексная геологическая и геоморфологическая съемка в бассейне нижнего течения р. Нижней Тунгуски и р. Мироедихи, 1955.
- Степанов А. П., Богданова Н. Н., Брызгалова М. М., Застойин А. Н., Стулов А. Г. Комплексная геологическая и геоморфологическая съемка бассейна среднего течения р. Фатьянихи, 1955.
- Стрелков С. А. Новые данные о зырянском оледенении северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. 1951.
- Фишер В. Л., Полякова Л. В., и др. Геологическое строение бассейна нижнего и среднего течения р. Сухой Тунгуски, 1955.
- Фердман И. М., Левитан М. М., Мартынова А. П. и др. Комплексная геологическая съемка бассейна нижнего течения р. Нижней Тунгуски, 1955.
- Шацкий С. Б., Лебедев И. В. Геологический очерк северо-восточной части Енисей-Тазовского междуречья, 1952.
- Шацкий С. Б. и др. Геологическое строение листа Q—44 и северной части листа Р—44, 1956.
- Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология горного Алтая и его предгорий, 1953.
- Эпштейн С. В., Зубаков В. А. при участии Зданской Г. Г. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям долины среднего течения р. Енисей, 1955.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Глава I. Геолого-тектонические условия формирования рельефа и отложений атропогена	5
Глава II. Орогидрография с элементами геоморфологического районирования	11
Глава III. Стратиграфия	33
Глава IV. К минералого-петрографической характеристике основных генетических типов четвертичных (антропогенных) отложений	128
Глава V. Неотектоника	151
Выводы	164
Литература	168

Станислав Анатольевич Архипов

**Стратиграфия четвертичных отложений,
вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна
среднего течения Енисея**

Труды Геологического института

выпуск 30

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *Я. А. Галушко*. Технический редактор *Т. В. Полякова*

РИСО АН СССР № 18—23В. Слано в набор 9/V 1959 г. Подписано к печати 28/XI 1959 г. Формат 70×108¹/₁₆
Печ. л. 10,75=14,75+3 вкл. Уч.-издат. л. 14,7+3 вкл. (1 уч.-изд. л.) Тираж 1600 экз. Т-11380

Изд. № 3692. Тип. зак. № 129

Цена 10 руб. 75 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
3-я типография Изд-ва Академии наук СССР. Москва, Н.-Басманная, 23.

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
5	3 сн.	песчаники, алевроитовые	песчаники алевроитовые
18	21 св.	холмистый рельеф	выровненный рельеф
52	12 св.	пыльцы пана	пыльцы Betula pana
55	14—13 сн.	клиновидное залегание	трансгессивное залегание
57	2 сн.	по р. Турухану в устье	по р. Турухану, в устье
88	20 сн.	ГИН, 26	ГИН, 32
93	18 св.	• 7 Суглинок	mgI _Q ^{2t+S} 7 Суглинок
103	8 сн.	перигляциальных	перигляциальных
112	28—29 св.	Бахта—Чумсово	Бахта—Чулково
137	16 сн.	глянцевых	гляциальных
152	30 сн.	Приенисейская	Праенисейская
161	4 сн.	антропоген	антропоген

ГИН, 30 Архипов

STAT

Page Denied

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 36

К. А. КЛИТИН

**ТЕКТОНИКА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТУВИНСКОГО ПРОГИБА**

**ГОСГОРТЕХИЗДАТ
1960**

STAT

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

Труды геологического института. Вып. 36

Аликин К. А. Тектоника....

М., Госгортехиздат, 1960

124с.

7р. 20к.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 36

К. А. КЛИТИН

**ТЕКТОНИКА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТУВИНСКОГО ПРОГИБА**

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛИТЕРАТУРЫ
ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ**

Москва 1960

Главный редактор —
академик Н. С. ШАТСКИЙ
Ответственный редактор —
Н. С. ЗАЙЦЕВ

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Краткий обзор истории исследований	4
Глава II. Стратиграфия	11
Глава III. Морфология средне-верхнепалеозойских структур	56
Глава IV. История формирования некоторых структур Тувы	88
Заключение	112
Литература	122

Труды геологического института
выпуск 36

Клитин Константин Александрович

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Редактор издательства Л. А. Романова

Техн. редактор Л. Ш. Береславская

Сдано в набор 17/VII 1959 г. Подписано в печать 19/XII 1959 г. : Формат бумаги 70 × 108^{1/16}
Печ. л. 7³/₄ + 7 вклеек. Усл. печ. л. 10,96. Уч.-изд. л. 10,26. Тираж 1000 экз. Т-12866
Изд. № 236. Инд 7/10-а. Цена 7 р. 20 к. Заказ № 1/781.

Государственное научно-техническое издательство литературы по горному делу

ГОСГОРТЕХИЗДАТ

Москва, Грузинский вал, д. 35

Ленинградская типография Госгортехиздата, Ленинград, ул. Салтыкова-Щедрина, 54

ВВЕДЕНИЕ

В основу настоящей работы положены материалы, собранные автором в центральных районах Тувы во время полевых исследований, проводившихся в 1953—1954 гг. в составе Тувинской экспедиции Геологического института АН СССР.

Изученный район по своему географическому положению охватывает западную часть Улугхемской котловины и ограничивающие ее с севера и юга горные массивы, входящие в систему Западных Саян и Танну-Ола. В тектоническом отношении он относится к центральной части Тувинского средне-верхнепалеозойского межгорного прогиба.

Этот район неоднократно привлекал к себе внимание геологов, так как в нем одновременно сочетается полнота стратиграфического разреза, многообразие и сложность тектонических форм, а также прекрасная обнаженность и легкая доступность для изучения.

В работе освещается морфология и история развития в среднем и верхнем палеозое глыбово-складчатых структур центральной части прогиба, выделяются некоторые их типы и делается попытка выяснить их генезис. Наряду с этим в ней дается детальная стратиграфия средне- и верхнепалеозойских образований, причем большое внимание уделяется анализу изменения их фаций и мощностей, а также специально рассматриваются перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия.

Кроме собственных, нами использованы некоторые материалы по геологии Центральной Тувы, любезно предоставленные нам Г. П. Александровым, И. М. Варенцовым, Н. С. Зайцевым, Я. С. Зубрилиным, И. В. Кузнецовым, Н. Г. Поповым, В. В. Сажинной и др. товарищами.

В 1954 г. в полевых работах и камеральной обработке полученных материалов приняли участие студентка МГУ А. В. Калачева и студент Кишиневского университета И. А. Ратораш.

Коллекции окаменелостей обрабатывались А. Р. Ананьевым, Е. А. Ивановой, М. Ф. Нейбург, Н. И. Новожиловым, Е. Н. Поленовой и Д. В. Обручевым.

Всем упомянутым товарищам выражаю большую признательность.

Искреннюю благодарность приношу Н. С. Шатскому и Н. С. Зайцеву, от которых в процессе подготовки настоящей работы я неоднократно получал ценные советы.

Глава I. КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые отрывочные сведения о геологическом строении Центральной Тувы можно найти в дневниках и отчетах русских путешественников, маршруты которых в Северо-Западный Китай и Монголию проходили через территорию Тувы.

В 1879 г. по пути в Монголию районы хребта Западного Танну-Ола и р. Улуг-Хем посетила экспедиция Русского географического общества под руководством Г. Н. Потанина (1883). Во время этих экспедиционных исследований вопросам геологии уделялось сравнительно мало внимания. Поэтому среди интересных материалов, дающих яркую характеристику природы и быта населения Тувы, встречаются только скудные сведения о горных породах, слагающих долину р. Улуг-Хем и хребет Танну-Ола.

В 1881 г. по долине р. Улуг-Хем прошел отряд А. В. Адрианова (1888), собравший ископаемые остатки флоры из угленосных отложений района рек Эрбек и Элегест, которые были определены И. Шмальгаузен; они дали первое указание на присутствие в Туве юрских отложений.

Собственно геологические исследования в Туве начались с рекогносцировочных маршрутов, выполненных в 1903 г. И. П. Рачковским и А. И. Педашенко. Этими исследователями было дано первое описание стратиграфии и тектоники Центральной Тувы и приведены некоторые сведения о полезных ископаемых.

В 1917 г. в Туве работала финляндская геологическая экспедиция во главе с проф. Седергольмом, которая маршрутными исследованиями захватила бассейн р. Каа-Хем, долину р. Улуг-Хем и хребет Танну-Ола. В опубликованных Г. Хаузенем (Hausen, 1925, 1927 и др.) статьях содержится большой фактический материал и даны некоторые краткие обобщения.

В 1926—1929 гг. на территории Тувинской Народной Республики работала экспедиция Академии наук СССР под руководством И. П. Рачковского, в задачу которой входило выяснение геологического строения Тувы. В сводке, опубликованной позднее З. А. Лебедевой (1938), излагаются общие результаты этих исследований, а также приводится подробная характеристика стратиграфии и тектоники отдельных участков. Эта работа по некоторым вопросам не потеряла своего значения до настоящего времени.

В центральной части Тувы З. А. Лебедевой были выделены: 1) кембрий, 2) сланцевая метаморфическая толща условно ниже-силурийского возраста, 3) отложения морского верхнего силура, 4) комплекс отложений девоно-каменноугольного возраста («бейкемский комплекс»), 5) континентальная угленосная юра.

К кембрийской системе З. А. Лебедева ошибочно отнесла только отдельные линзы мраморизованных известняков, которые, по ее мнению, выжаты в виде тектонических клиньев в вышележащие ордовикские и силурийские породы. Отложения верхнего силура, девона, карбона и юры в общих чертах ею описаны правильно.

К весьма интересным выводам З. А. Лебедева и И. П. Рачковский пришли относительно тектоники Тувы. В Центральной и Западной Туве, по их мнению, располагается крупная блоковая структура, которая по своей морфологической картине имитирует форму крупного антиклинала, вытянутого в направлении восток-северо-востока и затухает к востоку. Центральной части антиклинала соответствует область Улугхемской и Хемчикской котловин, северное крыло антиклинала приходится на область южных цепей Западных Саян, а южное крыло охватывает Западный Танну-Ола. В районе восточного периклинального окончания наблюдается последовательное облекание кембрийского ядра отложениями силура, девона и карбона.

Вдоль северного крыла антиклинала З. А. Лебедевой выделяется крупная зона дизъюнктивных нарушений, к которой приурочены полосы и линзы кембрийских известняков, тектонически выжатые в вышележащие отложения ордовика и силура. Представление З. А. Лебедевой о существовании в центральных районах Тувы крупного блокового поднятия в дальнейшем было подтверждено детальным геологическим картированием. В настоящей работе оно описывается под названием Центрально-Тувинского поднятия. Однако идея о тектонических известняковых «клиньях» кембрия, зажатых среди вышележащих отложений, оказалась несостоятельной.

По мнению З. А. Лебедевой, первостепенную роль в тектонике Тувы играют взбросы северо-восточного или восток-северо-восточного простирания. Наряду с взбросами описываются также и пологие надвиги, присутствие которых, однако, позднее другими исследователями (В. А. Кузнецов, 1946 и др.) подтверждено не было.

Образование Тувинского антиклинала, как и некоторых других структур Тувы, связывается с глыбовыми движениями. Этот антиклинал, по мнению З. А. Лебедевой, представляет комплекс блоков, претерпевших в процессе развития относительное поднятие.

Представление З. А. Лебедевой и И. П. Рачковского об исключительном значении блоковой тектоники в строении Тувы в дальнейшем нашло развитие в работах других геологов.

В течение 1945 г. тематическое изучение стратиграфии и тектоники палеозойских отложений Центральной Тувы в районе урочищ Кызыл-Джара и Оттых-Таш проводил В. А. Кузнецов (1946). Им был детально описан разрез кембрия, выяснены взаимоотношения различных свит среднего и верхнего палеозоя и показано, что кембрийские известняки с фауной археоциат представляют не тектонические клинья, а являются рифами, расположенными внутри разновозрастных с ними песчано-сланцевых толщ. В последующих работах (1948, 1952, 1955 и др.) В. А. Кузнецов рассматривает вопрос о структуре Тувы. В пределах Тувы им выделяется крупная структура под названием Тувинского массива. Восточная наиболее устойчивая часть массива, включающая Тувинское нагорье и хребет Восточный Танну-Ола, по мнению В. А. Кузнецова, резко приподнята и глубоко денудирована. В ее строении большую роль играют докембрийские образования.

Западная часть массива наиболее подвижна. Здесь докембрийские образования опущены на большую глубину и скрыты под сложно дислоцированными толщами кембрия, образующими нижний структурный

этаж. Выше развиты довольно мощные и неметаморфизованные породы среднего и верхнего палеозоя, составляющие верхний структурный этаж. В. А. Кузнецов (1955) считает, что отложения верхнего структурного этажа смяты в сравнительно пологие складки платформенного типа, что, как будет показано ниже, не совсем правильно.

Между западной частью Тувинского массива и складчатой областью Западного Саяна В. А. Кузнецов выделяет Саяно-Тувинский глубинный разлом, существовавший уже в нижнем кембрии; с ним связано распределение гипербазитовых интрузий.

В 1946—1947 гг. в Центральной и Западной Туве работала Центральная аэрогеологическая экспедиция, которая под руководством В. П. Маслова провела геологическую съемку масштаба 1 : 1 000 000. В. П. Масловым была составлена в масштабе 1 : 200 000 геологическая карта правобережья р. Улуг-Хем, начиная от р. Баян-Гол на западе до реки Суглуг-Хем на востоке, впервые наиболее правильно отразившая геологическое строение этого участка. При этом В. П. Маслов особенно много внимания уделял вопросам стратиграфии и литологии кембрийских образований, по которым позднее опубликовал две статьи (1947, 1949).

В 1947 г. Г. А. Кудрявцев (1949₁, 1952) закартировал в масштабе 1 : 1 000 000 правобережье р. Улуг-Хем к западу от р. Баян-Гол, а также западный участок Турано-Уюкской котловины и смежную часть Куртушибинского хребта. Здесь им было отмечено присутствие метаморфизованных пород кембрия и ордовика, а также указано трансгрессивное и несогласное налегание нижнесилурийских отложений на подстилающих кембрийских.

В 1947 г. в районе междуречья Улуг-Хем — Элегест геологическую съемку проводили сотрудники Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) В. А. Бобров и В. А. Унков (1949), отметившие сложность тектонического строения района, вызванную, по их мнению, положением района в зоне сочленения западносаянских и тувинских структур, имеющих разное простирание. Отмечено большое значение в тектонике разломов, причем среди них преобладают разломы северо-западного и северо-восточного простираний, а также ряд угловых несогласий, приуроченных к определенным фазам складчатости. По несогласиям они устанавливают следующие три структурных этажа: верхний, соответствующий отрезку времени верхний девон — юра; средний — верхний силур — средний девон и нижний — кембрий — нижний силур.

Несогласие между нижним и средним этажами, по В. А. Ункову и В. А. Боброву, обусловлено таконской фазой складчатости, а между средним и верхним — тельбесской.

В 1948 г. под руководством В. И. Теодоровича (1949) в центральной части Тувинской котловины проводил работы нефтяной отряд Улугхемской геолого-съемочной партии Востсибуглегеологии.

В. И. Теодорович вслед за З. А. Лебедевой важнейшим структурным элементом всей Центральной и Западной Тувы считал крупную антиклинальную структуру, названную им Центрально-Тувинской антиклиналью, которую он рассматривает как крупную длительно развивающуюся складчатую (а не глыбовую) структуру. На фоне этой антиклинали им выделяется ряд брахиантиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания.

Для центральной Тувы, по мнению В. И. Теодоровича, в основном, характерны складчатые структуры и разрывы не играют ведущей роли; последние только осложняют эти пликативные дислокации, с чем, однако, согласиться нельзя.

В 1950 г. геологи Н. А. Беляков и В. С. Мелешенко провели ряд маршрутов в центральной и западной Туве. В районе Уюкского хребта ими были сделаны находки среднедевонских листоногих, что дало возможность сопоставить эти породы со среднедевонской илеморовской свитой Минусинской впадины. Одновременно они выделили в Туве разновозрастные аналоги верхнедевонских свит, распространенных в Минусе. Произведенный ими пересмотр ранее собранных в Туве коллекций брахиопод позволил сделать предположение о существовании в западных районах Тувы аналогов таштыпской свиты, слагающей в Минусинской впадине верхи эйфельского яруса.

В дальнейшем идеи сходства стратиграфии и частично литологии девонских отложений Тувинской и Минусинской впадин получили широкое распространение у многих исследователей и нашли отражение в их стратиграфических построениях.

П. С. Матросов (1954) осветил стратиграфию ордовика и силура западной Тувы и наряду с этим кратко коснулся вопроса истории развития центральной и западной Тувы в нижнем и среднем палеозое.

По мнению П. С. Матросова, в ордовике в районе Куртушибинского хребта существовал прогиб, входящий в состав Западно-Саянской геосинклинали. В силурийском периоде этот прогиб мигрировал к югу; внутри его в силуре существовали отдельные приподнятые участки, где отлагались только красноцветные осадки. Наиболее прогнутая часть структуры, согласно представлениям П. С. Матросова, располагалась в западной Туве в районе бассейна р. Хемчик.

Длительное время изучением геологического строения Тувы занимался Я. С. Зубрилин, которым особенно много сделано в части выяснения стратиграфии девона и карбона в центральных районах этой области. Составленные им для этой территории геологические карты в общем правильно отображают основные черты ее геологического строения. Однако вопросам тектоники в работах Я. С. Зубрилина, по сравнению со стратиграфией, уделено значительно меньшее внимание. Тем не менее им особо подчеркивается первостепенная роль разломов в формировании структур центральных районов Тувы. Наиболее сложное тектоническое строение, по представлениям Я. С. Зубрилина, наблюдается там, где сочленяются разнонаправленные структуры.

Много сделано для выяснения тектонического строения Тувы Н. С. Зайцевым (1947, 1950, 1955, 1957), им был достаточно детально изучен район урочища Кызыл-Джара, для которого выяснены основные особенности его тектоники.

В составе девонских отложений Н. С. Зайцевым выделены две формации. Нижняя формация — эффузивно-терригенная красноцветная — состоит из переслаивания различных эффузивных и нормальноосадочных пород. Продолжительность формирования этой формации для различных частей прогиба, по мнению Н. С. Зайцева, неодинакова и охватывает в целом промежуток времени с конца верхнего силура до низов среднего девона.

Верхняя формация — красноцветная терригенная, в центральной части Тувы от подстилающих пород отделена несогласием, в других районах она лежит в большинстве случаев без углового несогласия. В ее состав включается живетский ярус и оба яруса верхнего девона. Н. С. Зайцев считает, что по своему генезису формация сопоставляется с формацией древнего красного лежа западноевропейских каледонид.

Особый интерес представляют выводы Н. С. Зайцева о тектонике Алтае-Саянской складчатой области. Последний этап развития каледонид юга Сибири, согласно его представлениям, характеризуется, с одной

стороны, образованием унаследованных межгорных прогибов, а с другой — наложенных межгорных впадин. Первые от вторых отличаются более мощным разрезом выполняющих их толщ, несколько особой морфологией структур, более длительным характером развития и некоторыми другими чертами (1957).

Внутреннее строение прогибов неоднородно. Тувинский межгорный прогиб, который автором выделен и обоснован впервые, исходя из особенностей слагающих пород, распределения мощностей, характера дислокаций, типов структур и наличия несогласий и перерывов Н. С. Зайцевым разделяется на три части: северо-восточную, или Бий-Хемскую, центральную — Улуг-Хемскую и юго-западную — Хемчикско-Убсанурскую. Северо-восточные и юго-западные части прогиба выполнены мощными накоплениями среднего и верхнего палеозоя. Центральная часть характеризуется сокращенными мощностями, наличием частых перерывов и несогласий, особой сложностью структур. Она испытывала длительное поднятие, в течение которого ее фундамент был разбит на отдельные глыбы; перемещение глыб обусловило формирование коробчатых или флексуриобразных структур.

В 1952—1953 гг. в Туве проводили тематические работы с целью выяснения перспектив нефтегазоносности Н. Г. Попов и И. В. Кузнецов. Ими собраны многочисленные материалы по стратиграфии девонских и каменноугольных отложений, сделано сопоставление с стратиграфией Минусинской котловины, изучены отдельные структуры и составлена сводная геологическая карта Центральной Тувы. В своих выводах Н. Г. Попов и И. В. Кузнецов отмечают, что вследствие отсутствия структур благоприятных для локализации нефти и плохих коллекторских свойств пород на территории Тувы нельзя ожидать каких-либо значительных залежей нефти и газа.

В 1953—1956 гг. Г. П. Александров, В. В. Волков, А. М. Данилевич, Н. А. Предтеченский и др. вели большие поисково-съёмочные и тематические работы, в результате которых были составлены детальные геологические карты для отдельных участков и уточнена стратиграфия ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений.

В течение 1953—1954 гг. стратиграфию и литологию девонских образований Центральной и Западной Тувы изучал И. М. Варенцов (1955, 1956, 1957). Им была разработана схема стратиграфического расчленения отложений среднего девона для Центральной и юго-западной частей Тувы.

И. М. Варенцов отмечает, что в формировании структур Тувинского средне-верхнепалеозойского геосинклинального прогиба заметную роль играли фазы складчатости. Этот прогиб разделяется им на три структурно-фациальные зоны, каждая из которых характеризуется только ей присущим типом разреза девонских отложений. Изменение мощностей и фаций пород девона И. М. Варенцов связывает с сложным развитием блоковых структур.

Рассматривая вопросы нефтегазоносности, И. М. Варенцов указывает на возможность нахождения небольших залежей нефти и газа в районе Кызыльской мульды, где, по его мнению, тектоника сравнительно проста, разрез девона отличается повышенными мощностями, и, вероятно, присутствуют нефтематеринские свиты.

Особый интерес в работе И. М. Варенцова представляет часть, посвященная литологии среднепалеозойских пород Тувинской впадины.

В течение ряда лет стратиграфию девонских отложений в связи с их возможной нефтеносностью изучали А. И. Левенко и М. Н. Протопопова (1950, 1955, 1956 и др). Ими была собрана богатая фауна де-

вонских ископаемых, позволившая в ряде мест более детально расчленивать эти отложения.

Происхождение Тувинского среднепалеозойского прогиба А. И. Левенко связывает с проседанием большого участка земной коры, ограниченного по краям глубинными разломами. Последние служили путями для проникновения магмы к поверхности. «Дно» прогиба предполагается сравнительно плоским. Общий структурный план прогиба, согласно взглядам А. И. Левенко, испытывал во времени сравнительно незначительные изменения.

Возникновение складчатых структур в породах среднего и верхнего палеозоя, по А. И. Левенко (1950), произошло в связи с дифференцированными перемещениями глыб жесткого основания.

В 1953 г. под руководством А. И. Воронина в центральной части Тувинской впадины были проведены гравиметрические и магнитометрические исследования.

Составленная по этим данным карта аномалий силы тяжести показывает, что центральная часть Тувинского прогиба располагается в глубокой гравитационной депрессии. Аномалии силы тяжести заключены здесь в пределах от -159 до -112 мгл. Гравитационное поле сильно возмущено.

Карта аномалий вертикальной составляющей ΔZ по своим контурам в общем совпадает с картой аномалий силы тяжести. Магнитные аномалии вызваны приближением основных и средних по составу эффузивных пород девона к поверхности или их выходами на поверхность.

Установлено, что гравитационные и магнитные аномалии отображают поведение плотностной границы, стратиграфически приуроченной к верхам вулканогенного комплекса девона, а в районе отсутствия такого к поверхности кембрия. Отмечается, что вследствие отсутствия разницы в плотностях и в магнитной восприимчивости между отложениями среднего и верхнего девона, карбона и юры нельзя сделать никаких выводов о тектонике осадочной толщи выше плотностной границы.

В работе дается определение глубины залегания поверхности эффузивных толщ девона под осадочными образованиями среднего палеозоя и мезозоя Кызыльской мульды. Однако приводимая А. И. Ворониным глубина залегания вулканогенного девона к юго-востоку от г. Кызыла, равная 4000—6000 м, заведомо неправильна, так как в указанном пункте на поверхность выходят породы фундамента, образованные мощными интрузиями таннуольского комплекса и нижним кембрием.

Следует отметить, что почти все структуры, отраженные гравитационной и магнитной картами, находят свое выражение в современных тектонических формах.

В 1956 г. Л. Н. Леонтьев опубликовал краткую сводку по геологии Тувы. Согласно его взглядам, районы Западной и Центральной Тувы в тектоническом отношении относятся к подвижному западному окончанию салаирской платформы, на котором в начале силура заложен прогиб, имеющий характер остаточной геосинклинали. От расположенной юго-восточнее более консолидированной части платформы и от складчатой Саяно-Алтайской зоны прогиб был отделен длительно развивающимися разломами. В конце силура в Туве имела место эрийская фаза складчатости, обусловившая появление складчато-глыбовых структур и углового несогласия в основании девона, а также внедрение микроклиновых гранитов сютхольского комплекса. Герцинские движения в Туве, по мнению Л. Н. Леонтьева, играли незначительную роль и свя-

зываются им с заключительной фазой позднекаледонского этапа развития.

По необходимости весьма краткий и далеко не полный обзор истории геологических исследований центральных районов Тувы показывает, что основное внимание геологов было направлено здесь на изучение стратиграфии средне-верхнепалеозойских толщ. Вопросам тектоники Тувы в этих работах отводится сравнительно немного места. При изложении материала по тектонике большинство исследователей ограничивается выделением структурных ярусов и фаз складчатости, тогда как описание морфологии конкретных структурных форм обычно в нем отсутствует. Почти нет работ, в которых подробно рассматривались бы вопросы происхождения и истории формирования структур, а также палеографических и палеотектонических реконструкций.

В этом отношении несколько лучше обстоит дело для расположенных севернее Минусинских впадин.

Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский и В. С. Суворова (1955) изучили в северной части Минусинского прогиба ряд глыбовых структур, многие из которых имеют большое сходство с описываемыми в настоящей работе. Следует отметить их указания на длительный характер развития некоторых из этих тектонических форм.

И. В. Лучицкий (1956) большую роль в тектонике Минусинского прогиба придает флексурам, развитым в девонских и каменноугольных отложениях и непосредственно связанных с разломами в фундаменте. Асимметрия складок, по мнению И. В. Лучицкого, также находится в прямой зависимости от разломов. Большой интерес представляют своеобразные асимметричные среднепалеозойские грабен-синклинали в западной части Центрального Казахстана, описанные Ю. А. Зайцевым (1957). Они также во многих отношениях близки к структурам, описанию которых и посвящена в основном настоящая работа.

Глава II. СТРАТИГРАФИЯ

В строении центральной части Тувинского межгорного прогиба принимают участие разнообразные породы палеозойской и мезозойской систем. Интенсивно дислоцированные и метаморфизованные отложения кембрия и нижнего ордовика образуют фундамент впадины, ее нижний структурный этаж. Вышележащие слабометаморфизованные толщи верхнего ордовика, силура, девона и карбона выполняют впадину и составляют средний структурный этаж. Наконец, юрские накопления, залегающие в большинстве случаев на подстилающих породах несогласно, формируют верхний структурный этаж.

В настоящей работе очень кратко рассматривается строение пород фундамента и достаточно подробно характеризуются средне- и верхнепалеозойские образования.

Юрские отложения нами специально не изучались, их краткая стратиграфия будет дана по материалам А. Л. Лосева (1955) и П. П. Тимофеева (1953_{1,2}, 1955).

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские образования в Центральной части Тувы распространены довольно широко. Они слагают ядра горст-антиклинальных структур, входящих в состав Центрально-Тувинского поднятия, а также участвуют в строении юго-восточного обрамления впадины.

Кембрий в Центральной и Западной Туве сложен эффузивно-осадочными породами, среди которых преобладают эффузивы основного и среднего состава и различные, нередко грубообломочные, пирокластические и осадочные образования. Кембрийские толщи Центральной Тувы представлены зелеными и темными хлорит-серицитовыми, глинистыми и карбонатными сланцами, микрокварцитами, рассланцованными эффузивами, темно-зелеными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, граувакками и конгломератами. Вулканогенные породы пользуются большим распространением и сложены пироксеновыми порфиритами, порфиристыми диабазами, покровами кератофиров и связанными с ними разнообразными туфами и туфоконгломератами. В виде отдельных различной мощности линз протяженностью по несколько километров среди описанных толщ залегают мраморизованные известняки, содержащие часто остатки археоциат, водорослей и трилобитов.

Непосредственно на исследованной территории кембрийские отложения довольно широко развиты по правобережью Улуг-Хема, где они на значительных площадях выходят на дневную поверхность в низовьях р. Боян-гол, а также на междуречье Боян-гол — Эжим. Здесь они изу-

чались В. П. Масловым, Я. С. Зубрилиным, Г. Д. Трухиным, А. Н. Павловым, Г. М. Волонтэй, Н. С. Зайцевым, В. В. Сажинной и рядом других исследователей.

По данным Н. С. Зайцева и В. В. Сажинной, кембрий правобережья Енисея стратиграфически расчленяется следующим образом.

В самом низу ими выделяется так называемая эжимская свита, по возрасту соответствующая чингинской свите низов кембрия Западного Саяна.

Она хорошо обнажена в ущелье р. Эжим, непосредственно выше Пельорукского грабена, где представлена различными достаточно метаморфизованными породами, среди которых доминирующую роль играют глинисто-сланцевые и более грубые терригенные породы, измененные эффузивы, кремнисто-глинистые сланцы и микрокварциты, конгломераты и отдельные пачки и линзы рассланцованных известняков. По простиранию состав пород меняется и одни их горизонты часто замещаются другими.

Среди сланцев выделяются светло-серые серицитовые, более темные филлитовые и аргиллитовые, серо-зеленые серицит-хлоритовые и др. Затем в строении свиты большую роль играют рассланцованные песчаники, гравелиты, конгломераты, состоящие главным образом из гальки основных эффузивов и кремнистых пород, сцементированных хлоритово-слюдистым цементом. В составе эффузивов большую роль играют основные породы: зеленокаменные диабазы, порфиритоиды, миндалекаменные диабазы и связанные с ними туфы и туфобрекчии. Нередко эффузивам подчинены линзы микрокварцитов. Реже среди эффузивов встречаются спилиты и кератофиры. Упомянутые выше в составе свиты известняки частью представляют, видимо, рифовые образования, частью же являются нормально осадочными слоистыми породами. Среди рифовых разностей известняков Я. С. Зубрилин впервые обнаружил археоциат, сборы которых были позднее повторены Н. С. Зайцевым.

Общую мощность пород эжимской свиты определить трудно, но она вряд ли менее 3 км, хотя другие исследователи называют значительно большие цифры.

Выше эжимской свиты залегает узун-саирская, которую другие геологи по ее составу именуют терригенно-эффузивно-карбонатной. Контакты данной свиты с эжимской всюду тектонические.

Свита в целом имеет серо-зеленый или грязно-зеленый цвет. В ней преобладают терригенные грауваккового сложения породы, представленные различной зернистости полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, конгломератами. Эффузивные породы, участвующие в строении свиты, приурочены главным образом к ее верхним частям, хотя отдельные маломощные покровы встречаются и внутри терригенной части разреза. Среди эффузивов распространены основные зеленые диабазовые порфириты, миндалекаменные и афанитовые эффузивы, а также покровы буро-красных лав и лавоконгломератов более кислого состава. С эффузивными породами нередко ассоциируют отдельные сравнительно маломощные горизонты кремнистых яшмовидных слоистых пород, очевидно, связанные с вулканической деятельностью. Подчиненное значение имеют туфовые образования.

Мощные линзы и горизонты карбонатных пород встречаются на различных стратиграфических уровнях как внутри терригенной части свиты, так и среди вулканогенной. Характерно, что в первой из них среди пес-

чаников и сланцев встречаются горизонты конгломератов, в которых наряду с различной кремнисто-кварцевой галькой имеются линзы, валуны и галька известняков, с остатками археоциат и трилобитов. В крупных телах известняков, а также в некоторых глинисто-мергелистых породах Н. С. Зайцевым и В. В. Сажинной впервые обнаружена и собрана во многих пунктах междуречья Эжим — Боян-гол трилобитовая и археоциатовая фауна. Среди трилобитов, по предварительным определениям Н. В. Покровской, в различных горизонтах узун-саирской свиты встречаются многочисленные *Protoleniidae* и в том числе: *Bergeroniaspis* sp., *Bergeroniellus* sp. и др., и представители других семейств — *Serrodiscus* sp., *Calodiscus* sp., *Sayanaspis* sp., *Bonnina* sp., *Bathynotus* sp., *Bajangoliaspis* sp., *Redlichina* sp. nov., *Menneraspis* sp. nov., *Kooteniella* и другими брахиоподами, *Scenella* sp. и птероподами, указывающими на возраст свиты от самых низов ленского яруса (даже может быть от верхов алданского) до санаштыкгольского горизонта включительно, т. е. примерно до кетеменского горизонта нижнего кембрия. Наряду с трилобитами и совместно с ними здесь встречаются и многочисленные археоциаты.

Мощность узун-саирской свиты не менее 3500 м. Самой верхней из свит нижнего кембрия в районе междуречья Боян-гол — Эжим является боянгольская.

Основную массу пород в разрезе этой свиты составляют различной зернистости серо-зеленые граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты и туфы кератофиров и основных эффузивов, а также горизонты красно-бурых, пестрых и серо-зеленых конгломератов, приуроченных, главным образом, к нижней части разреза. Кроме того, для свиты характерны многочисленные линзы светлых и пятнисто-красноватых известняков, нередко содержащих археоциат. Песчаники свиты сложены в основном из обломков и зерен основных и средних эффузивов, а также плагиоклазов, кварца, кремнистых пород и других обломков.

В конгломератах много гальки кремневых и яшмовидных пород, кварца, песчаников, обломков и гальки известняков (нередко с археоциатами) и т. д.

Общая мощность боян-гольской свиты также не менее 2,5—3 км. Трилобитовой фауны в ней никем не найдено и поэтому ее возраст по условиям залегания и археоциатам определяется в пределах верхов нижнего кембрия.

Таким образом, в целом кембрийские отложения района Эжим — Боян-гол представлены только породами нижнего отдела этой системы и достигают мощности (правда, из-за разрывов и сложной тектоники по очень приблизительным подсчетам) порядка 8—9 км. По своему составу они довольно резко отличаются от кембрийских отложений юго-восточного обрамления Тувинского прогиба, обнажающихся в хребте Восточной Танну-Ола.

Кембрий Восточного Танну-Ола разбирать нам здесь не представляется возможным.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОИ

В основу построения стратиграфической схемы для пород среднего и верхнего палеозоя описываемой территории нами положены, с одной стороны, биостратиграфические данные, а с другой — те фациально-ли-

тологические изменения, которые претерпевают эти породы в пределах изученной площади.

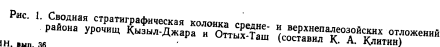
Стратиграфическая колонка (рис. 1), геологическая карта (рис. 2) и геологические профили (рис. 3) показывают состав, мощности и взаимоотношения средне-верхнепалеозойских отложений Центральной Тувы. В табл. 1 приводится схема стратиграфического расчленения средне-верхнепалеозойских отложений, составленная нами на основании своих материалов и частично использованных схем, составленных З. А. Лебедевой, Я. С. Зубриным, А. М. Данилевым и другими исследователями.

Таблица 1

Схема стратиграфического расчленения средне-верхнепалеозойских отложений центральных районов Тувинской впадины (1955)

Система	Отдел	Ярус	Свита	
Каменно-угольная	Верхний—Средний	—	Онкажинская	
	Нижний	Турнейский	Джарикская Звениящая Шивеликская	
Девонская	Верхний	Фаменский Франский	Джаргинская Кохайская Бегрединская	Танну-ольская
	Средний	Живетский	Уюкская Илеморовская	
			Эйфельский	Атакшиль-ская
		Нижний	Кобленцкий	Оттыхташская
Силурийская	—	—	Красноцветная песчано-алевролитовая Известняково-сланцевая Песчано-алевролитовая Конгломератовая Пестроцветных песчаников	
Кембрийская	—	—	—	

Предлагаемая схема несколько отличается от ранее предложенных другими авторами в части местных стратиграфических подразделений для силура, нижнего девона и эйфельского яруса. Уже после написания



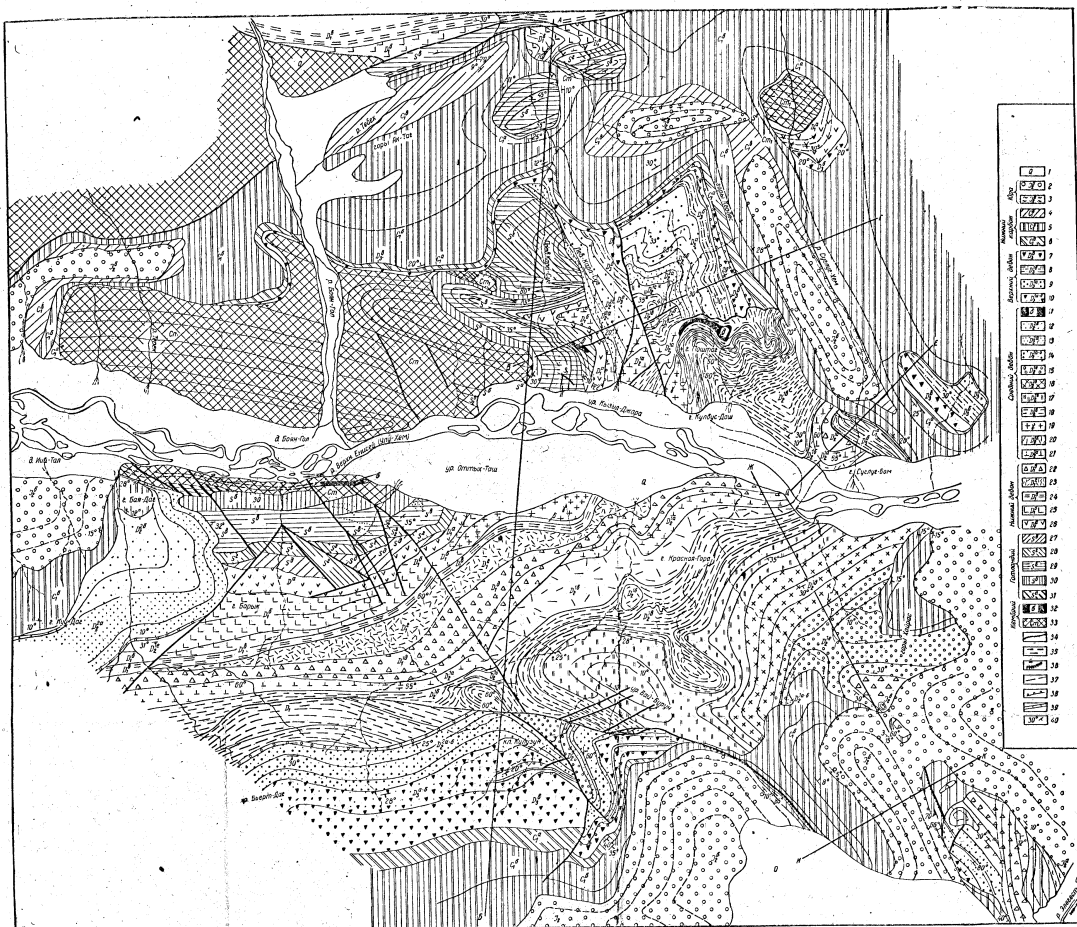


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Тувинского прогиба (составил К. А. Кинин при участии А. В. Калачевой и И. А. Ротораша, 1955 г.):
 1 — метаморфическая сланцевая порода; 2 — известняк; 3 — известняк; 4 — известняк; 5 — известняк; 6 — известняк; 7 — известняк; 8 — известняк; 9 — известняк; 10 — известняк; 11 — известняк; 12 — известняк; 13 — известняк; 14 — известняк; 15 — известняк; 16 — известняк; 17 — известняк; 18 — известняк; 19 — известняк; 20 — известняк; 21 — известняк; 22 — известняк; 23 — известняк; 24 — известняк; 25 — известняк; 26 — известняк; 27 — известняк; 28 — известняк; 29 — известняк; 30 — известняк; 31 — известняк; 32 — известняк; 33 — известняк; 34 — известняк; 35 — известняк; 36 — известняк; 37 — известняк; 38 — известняк; 39 — известняк; 40 — известняк.

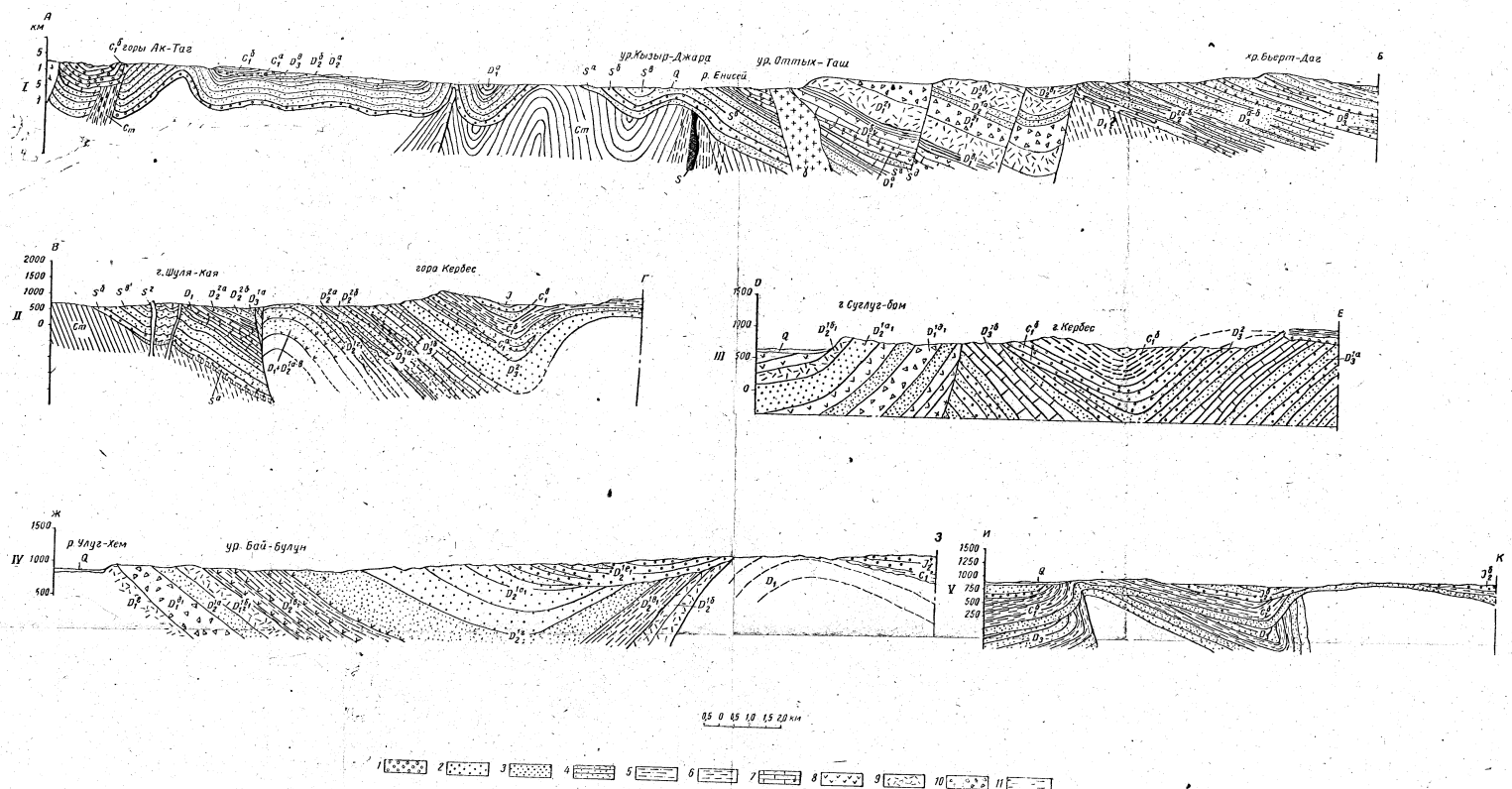


Рис. 3. Геологические профили к схематической геологической карте Центральной Тувы.
1 - геологический профиль по линии А-Б; 2 - геологический профиль по линии В-Г; 3 - геологический профиль по линии Д-Е; 4 - геологический профиль по линии Ж-З; 5 - геологический профиль по линии И-К; 6 - геологический профиль по линии Л-М; 7 - геологический профиль по линии Н-О; 8 - геологический профиль по линии П-Р; 9 - геологический профиль по линии С-Т; 10 - геологический профиль по линии У-Ф; 11 - геологический профиль по линии Х-Ц.

настоящей работе появились еще новые схемы стратиграфического расчленения для тех же отложений. Для сравнения с нашей схемой они приведены в табл. 2 (стр. 16—17) и 3.

Таблица 3

**Сопоставление схем
стратиграфического расчленения
нижнекаменноугольных отложений
Центральной Тувы**

	По З. А. Лебедевой и И. П. Рачковскому	Союзная геолого-поисковая контора	
	—	Актальская	
	Джарикская	Тебекская	
Кар- бон	Звеньящая	Байтагская Хербесская	Нижний карбон
	Шивеликская	Джаргинская Суглугхемская	
			Д ₃

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные породы ордовика установлены по северо-западной окраине Тувинского прогиба в районе верхнего течения р. Уюк и в некоторых других участках Уюкской котловины.

По данным Е. В. Владимирского, В. Г. Богомолова, Н. С. Зайцева, Г. А. Кудрявцева, В. В. Сажинной и других исследователей, ордовикские отложения начинаются здесь рассланцованными и метаморфизованными конгломератами, песчаниками и гравелитами, объединенными в аласугскую свиту. Породы окрашены в зеленовато-серые, серо-зеленые, реже в лиловые тона. Аласугская свита слагает юго-восточное крыло подножья Куртушибинского антиклинория. Свита залегает с отчетливым угловым несогласием и базальным конгломератом в основании на рассланцованных эффузивах и сланцах, относимых к нижнему кембрию.

Мощность свиты равна 1200—1500 м, а в районе р. Уюк, по данным В. Г. Богомолова, достигает 5000 м.

В Уюкской котловине с аласугской свитой по тектоническому контакту соприкасается вышележащая фаунистически охарактеризованная малиновская свита, в основании разреза которой выделяется 250—300 м тонкослоистых грязно-зеленых песчаников, сменяющихся выше грубообломочной красноцветной толщей, состоящей из плохо отсортированных конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность толщи достигает 1100 м. Выше следует известняково-алевролитовая толща общей мощностью 850—900 м. В глинистых известняках этой толщи содержится богатая фауна брахиопод, трилобитов, наутилоидей, мшанок, криноидей и гастропод. Для комплекса фауны характерно совместное нахождение нижнеордовикских и среднеордовикских форм. Разрез заканчивается красноцветной толщей песчаников, содержащих прослойки гравелитов. Общая мощность малиновской свиты около 3000 м.

Сопоставление схем стратиграфического расчленения

Период	Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н., Зубрилин Я. С. (1954—1956)	Левенко А. И. (1957)
D_3^2	Джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 500 м	Джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 360—600 м
D_3^1	Кохайская свита — зеленые и красные мергели, алевролиты, аргиллиты и песчаники 350 м	Кохайская свита — сероцветные песчаники, аргиллиты, известняки 250—330 м
	Бегрединская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 500 м	Бегрединская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 350—400 м
D_2^2	Уюкская свита — красноцветные песчаники и алевролиты 300—1200 м	Уюкская свита — красноцветные песчаники и алевролиты до 900 м
	Илеморовская свита — серые, зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты 250 м	Илеморовская свита — сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки до 670 м
	Кулузунская свита — красноцветные конгломераты и песчаники 300 м	Кулузунская свита — красноцветные конгломераты 250—550 м
D_2^1	Байбулунская свита — красноцветные песчаники и алевролиты 2500 м	Байбулунская свита — чередование красных и серых песчаников и алевролитов с покровами порфиритов 2600 м
D_1	Чаанекская свита — средние и основные эффузивы 1000 м Барыкская свита — пестроцветные алевролиты и мергели 300 м Бьертдагская свита — красноцветные песчаники и конгломераты с покровами основных эффузивов 900 м	Красногорская серия — эффузивно-осадочные породы 2200—2400 м

девонских отложений Центральной Тувы

Таблица 2

девуонских отложений Центральной Тувы			Варенцов И. М. (1955)	Период	Клитин К. А. (1955)	
Урочище Кызыл-Джара		Урочище Бай-Булуи				
Красноцветная песчаниково-песчаная толща 30—500 м		Лилово-серая песчаниково-песчаная толща 500 м		D ₃ ²	Джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 0—500 м	
Сероцветная песчаниково-известняковая толща 600 м		Толща желто-серых песчаников 720 м		D ₃ ¹	Кохайская свита — серые известняки, мергели, песчаники и алевролиты 100—350 м	
Красноцветная конгломератово-песчаниковая толща 300—500 м		Красноцветная гравелитово-песчаниковая толща 580—600 м			Бегрединская свита — красноцветные конгломераты и песчаники 200—300 м	
Асмусиевая зона	Красноцветная песчаниково-алевролитовая толща 180—500 м	Зеленовато-серая алевролитово-аргиллитовая толща 180—200 м		D ₂ ²	Уюкская свита — красно-бурые песчаники с прослоями темно-серых алевролитов 200 м	
Улугкемиевая зона	Сероцветная песчаниково-известняковая толща 60 м	Толща желто-серых детритовых песчаников 450 м			Илеморовская свита — чередование зеленовато-серых песчаников и алевролитов с серыми известняками 200—300 м	
	Сероцветная песчаниково-аргиллитовая толща 120 м	Толща черных известняков 30 м				
	Пестроцветная гравелитовая толща 20 м	Розово-серая песчаниково-песчаная толща 180—200 м	Сероцветная песчано-мергельная толща 70 м			
		Красноцветная конгломератовая толща 230—250 м		D ₂ ¹	Атакшильская свита — красно-бурые конгломераты и гравелиты 0—1000 м	
	Красноцветная песчаниково-алевролитовая толща 400 м	Лилово-серая песчаниково-песчаная толща 2500 м			Байбулунская свита — красноцветные песчаники 1100 м	
	Сероцветная аргиллитово-мергельная толща 150 м	Красноцветная алевролитово-аргиллитовая толща 1200 м				Красногорская свита — чередование зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов с красно-бурыми песчаниками и покровами порфиритов. В основании отдельные покровы кварцевых порфиров 1800 м
	Пестроцветная алевроито-песчаниковая толща с интрузиями и покровами порфиритов 600—1000 м	Пестроцветная алевроито-аргиллитовая толща с интрузиями диабазов 600 м				
Существенно красноцветная эффузивно-осадочная толща 2000—3000 м				D ₁	Оттыташская свита Толща альбитизированных диабазов, лавобрекчий и порфиритов 0—1100 м Толща кварцевых альбитофиров и их туфов 0—1000 м Толща пестроцветных алевролитов и аргиллитов 250 м Толща сероцветных песчаников, известняков порфиритов 350—400 м Толща диабазовых порфиритов 110—210 м	

Аналогом малиновской свиты в северо-восточных районах Тувы является систигхемская свита, описанная в бассейне р. Систиг-Хем В. А. Благоднаровым и В. Ф. Лиховицким. Она представлена лилово-красными и зеленовато-серыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых подчиненное значение имеют эффузивы кислого состава и их туфы. Общая мощность свиты равна 2500—3000 м.

Фаунистически охарактеризованных ордовикских осадков в Центральном районе Тувы обнаружено не было. В. А. Унксов и В. А. Бобров в районе сопот Оттых-Таш условно отнесли к ордовику толщу темно-бурых прочных конгломератов, которая прослеживается вдоль берега реки. Выделение ордовикских образований было сделано ими на основании находки галек, состоящих из гипербазитов, микрокварцитов и археоциатовых известняков, т. е. из пород, характерных для кембрия Центральной Тувы. Однако во время просмотра нами ряда обнажений в конгломератах не было обнаружено галек гипербазитов. Присутствие галек кремнистых пород и археоциатовых известняков еще не говорит в пользу возможного ордовикского возраста конгломератов, так как они обычны для ряда горизонтов нижнекембрийских отложений, к которым мы их и относим.

В дальнейшем при описании силурийских пород мы еще вернемся к вопросу о возможности нахождения осадков ордовика в центральной части Тувинского прогиба.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силура в центральных районах Тувы развиты достаточно широко. Они представлены выдержанными на большой площади терригенно-карбонатными морскими толщами, суммарная мощность которых в ряде разрезов достигает примерно 2000—2500 м. Повсеместно в них содержатся обильные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, трилобитов и ортоцератит, указывающих на силурийский возраст вмещающих толщ. Однако, несмотря на большое количество хорошо сохранившихся ископаемых остатков, детальной стратиграфии силура до сих пор еще не имеется, хотя в этом направлении и проделаны отдельные интересные работы. По-видимому, это объясняется отчасти эндемичным характером фауны, встречающейся преимущественно в Туве и Северной Монголии и до сих пор еще слабо изученной палеонтологами (Б. Б. Чернышев, 1937, Н. Е. Чернышева, 1937).

На исследованной автором территории наиболее полный разрез силура прослеживается по правому берегу р. Улуг-Хем (район Кызыл-Джара) и на левобережье, к югу от сопот Оттых-Таш. Эти разрезы сравнительно хорошо изучены, так как ранее неоднократно посещались и описывались исследователями. Кроме того, отдельные части разреза силура выходят в ядрах некоторых положительных структур.

Разрез силура, развитый вдоль р. Улуг-Хем, мы принимаем за опорный. Здесь выделяются следующие характерные свиты, временно получившие свои названия по литологическим признакам (снизу): 1) свита пестроцветных песчаников, 2) конгломератовая свита, 3) песчано-алевролитовая, 4) известняково-сланцевая и 5) красноцветная песчано-алевролитовая.

Свита пестроцветных песчаников имеет ограниченное развитие; встречается только в районе урочищ Оттых-Таш и Кызыл-Джара. В общих чертах разрез ее имеет следующий вид.

1. На нижнекембрийских породах трансгрессивно и несогласно залегают светло-серые крупнозернистые и среднезернистые кварцево-полевошпатовые песчаники, содержащие отдельные линзы и прослои гравелистов. Зерна песчаников хорошо окатаны; цемент карбонатный, относительно слабый, в связи с чем при выветривании порода приобретает пористый вид. Мощность 300 м.

2. Песчаники и алевролиты темно-коричневые, красно-бурые и зеленовато-серые. В некоторых разновидностях песчаников на зеленоватом фоне прослеживаются красно-бурые разводы неправильной формы, а в отдельных прослоях отмечается присутствие угловатых обломков аргиллитов и алевролитов. Мощность 100—150 м.

Возраст описываемой свиты не совсем ясен. Некоторые исследователи (Маслов, 1948; Теодорович, 1949) относят ее к верхам ордовика. Несколько обособленное положение свиты между фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими образованиями и базальными конгломератами терригенно-карбонатной серии силура в действительности указывает на ее широкий возрастной диапазон.

Последние работы, проведенные в верховьях р. Уюк, показали, что верхняя половина ордовика сложена слабо метаморфизованными красноцветными и сероцветными песчаниками. Поэтому не исключена возможность, что и пестроцветная свита района Кызыл-Джара действительно имеет верхнеордовикский возраст, особенно, если учесть то обстоятельство, что от фаунистически охарактеризованного силура она отделена угловым несогласием.

Конгломератовая свита лежит на свите пестроцветных песчаников, а чаще непосредственно на нижнекембрийских породах с угловым несогласием и разрывом. Наиболее полно она представлена в районе урочища Кызыл-Джара и сопок Оттых-Таш, где хорошо виден характер ее взаимоотношений с подстилающими породами и постепенный переход в вышележащую свиту. В этих районах свита представлена темно-бурыми валунными конгломератами. Размеры валунов в поперечнике колеблются от 10 до 15 см, диаметр отдельных валунов достигает 25—30 см. Валун хорошо окатан, его форма круглая или слегка уплощенная. Промежутки между валунами заполнены мелкими галечками и гравием; цемент песчано-известковый, очень прочный.

Состав валунов и галек разнообразный. В основании конгломератов преобладают темно-зеленые сланцы, песчаники и алевролиты, а также известняки с остатками археоциат, порфириты, кварцевые порфиры, разнообразные кремнистые породы, т. е. прослеживается вся гамма пород, характерная для подстилающих кембрийских образований.

В верхней части конгломератовой свиты количество галек из подстилающих местных пород уменьшается, и начинают преобладать гальки розоватых и серых гранитов, кварцевых порфиров, темно-зеленых и бурых туфов. Среди конгломератов прослеживаются отдельные линзы грубозернистых ржаво-желтых песчаников с отчетливо выраженной косой слоистостью.

Количество линз и прослоев грубозернистых песчаников вверх по разрезу постепенно возрастает. Размеры галек уменьшаются и конгломерат из валунного переходит в крупно- и среднегалечный. Граница между конгломератовой и лежащей выше песчано-алевролитовой свитой постепенная; она проводится в той части разреза, где преобладающую роль начинают играть песчаники.

Мощность конгломератов не постоянна. Она постепенно возрастает в южном направлении. Так, например, в районе гор Ак-Таг (на пра-

вобережье Улуг-Хема) она не превышает 110—130 м, тогда как в районе сопки Оттых-Таш (на левобережье Енисея) она достигает 250 м.

Песчано-алевролитовая свита представлена в основном зеленовато-серыми и желтовато-серыми песчаниками кварцево-полевошпатового состава. В нижней половине разреза преобладают крупнозернистые и среднезернистые разности с отдельными прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и алевролитов. Верхнюю половину разреза составляют в основном мелкозернистые песчаники, песчанистые сланцы и алевролиты, реже встречаются загрязненные серые и красноватые известняки. Характерной особенностью свиты является частое переслаивание песчаников, алевролитов и песчанистых сланцев. На плоскостях наложения обычны волноприбойные знаки, а также следы ползания морских животных, фукоиды и другие иероглифы, причем волноприбойные знаки приурочены к крупнозернистым разностям, тогда как иероглифы встречаются только на плоскостях наложения сланцев и алевролитов.

Характер разреза свиты на исследованной нами территории не остается постоянным. Поэтому приводится краткое описание двух наиболее важных разрезов.

Разрез к югу от сопки Оттых-Таш (снизу вверх).

1. Песчаники желтовато-серые и зеленовато-серые крупно-зернистые, закономерно чередующиеся с прослоями мелкозернистых песчаников. Крупнозернистые песчаники образуют пласты мощностью в 2—6 м с характерной перекрещивающейся косой слоистостью. Мощность слоев мелкозернистых песчаников не превышает 10—20 см, слоистость тонкая, полосчатая. В песчаниках встречены плохо сохранившиеся ядра и отпечатки брахиопод. Мощность 350 м.

2. Чередование косослоистых, крупнозернистых зеленовато-серых песчаников с прослоями голубовато-зеленых алевролитов и глинистых сланцев. Песчаники неравнозернистые, кварцево-полевошпатовые с примесью темноцветных минералов. Нередко песчаники переходят в гравелит. Мощность прослоев гравелита не превышает 0,2—0,3 м.

Тонкослоистые алевролиты с разнообразными иероглифами на плоскостях наложения образуют прослои по 0,1—0,2 м мощности и нередко залегают на неровной размытой поверхности грубозернистых песчаников. Общая мощность толщи 150 м.

3. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов со светло-серыми или красноватыми глинистыми известняками. Мощность известняковых прослоев 10—15 см; алевролиты образуют слои по 30—60 см. Вверх по разрезу роль известняков постепенно возрастает, увеличивается и мощность их отдельных прослоев.

В известняках повсеместно встречается фауна брахиопод, мшанок, трилобитов, гастропод, криноидей и ортоцератит. В алевролитах появляются дугообразно изогнутые и выполненные глинистым материалом ходы червей. Мощность 100 м.

Из брахиопод Е. А. Ивановой определены:

Tuvaella račkovskii B. Tschern., *Levenea markovskii* B. Tschern., *Rhipidomella* sp., *Stropheodonta* sp. *Stegerhynchys* sp., *Camarotoechia* sp., *Eospirifer tuvensis* (B. Tschern.), обломки строфоменид.

Разрез вдоль правого берега р. Улуг-Хема имеет большое сходство с разрезом, описанным выше. Несколько иной облик принимает песчано-алевролитовая свита к северу от р. Улуг-Хем, где в районе гор Ак-Таг разрез имеет следующее строение (снизу).

1. Песчаники розовые и зеленовато-серые среднезернистые кварцево-полевошпатовые, толстоплитчатые. Мощность 60 м.

2. Песчаники зеленовато-серые среднезернистые, переслаивающиеся с мелкозернистыми тонкоплитчатыми песчаниками и алевролитами. Мощность 80 м.

3. Песчаники красно-бурые среднезернистые и мелкозернистые, чередующиеся с подчиненными прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Мощность 40 м.

4. Мелкозернистые зеленоватые, розоватые и серые песчаники с иероглифами. Мощность 40 м.

5. Песчаники красно-бурые, среднезернистые полосчатые. Мощность 25 м.

6. Темно-зеленые, красные и серые аргиллиты и алевролиты, чередующиеся с подчиненными прослоями красно-бурых глинистых известняков. В известняках встречаются многочисленные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, а также хвостовые щитки трилобитов. Мощность 50 м. Общая мощность разреза около 300 м.

Несколько севернее, в верховьях оврага Кара-Суг, в составе свиты преобладают крупнозернистые и среднезернистые красно-бурые и коричневатобурые песчаники, чередующиеся с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Серые и зеленые разности песчаников имеют подчиненное значение. Органические остатки встречаются редко; только иногда можно обнаружить плохо сохранившиеся отпечатки и ядра брахиопод. В красно-бурых мелкозернистых песчаниках и алевролитах отмечаются круглые каналы, заполненные желтовато-серым глинистым или алевролитовым веществом. Длина каналов не более 2—5 см, диаметр их 0,3—0,5 мм. В непосредственном соседстве присутствуют остатки раковин лингул, определенные Э. Н. Яновым, как *Lingula lewesii* Sow.

Небольшой выход пород верхней части свиты прослежен непосредственно к югу от горы Тебек. Здесь свита сложена серыми и зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-зелеными тонкоплитчатыми аргиллитами и алевролитами.

Из приведенного описания следует, что наиболее полный разрез свиты располагается в южной части исследованной территории. В северном направлении наряду с уменьшением ее мощности происходит замещение сероцветных пород грубыми красноцветными песчаниками, содержащими отдельные линзы гравелитов. По направлению к северу изменяется и состав фауны, а именно наиболее распространенными ископаемыми остатками оказываются лингулы, тогда как брахиоподы начинают играть второстепенную роль.

Известняково-сланцевая свита складывается, в основном, карбонатными породами — светло-серыми органогенными известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами, глинистыми известняками. Известняки закономерно переслаиваются с среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Отложения содержат обильные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей, трилобитов и ортоцератид.

Хорошего непрерывного разреза известняково-сланцевой свиты нам проследить не удалось, так как в береговых обнажениях р. Улуг-Хем она почти не сохранилась, а в районах развития мелкосопочника отчасти скрыта под слоем делювия или уничтожена современной эрозией. По левому борту оврага Левый Кара-Суг примерно в 8 км к югу от гор Ак-Таг намечается следующий разрез свиты (снизу).

1. Переслаивание светло-серых известняков-ракушечников с зеленовато-серыми и серыми сильно известковистыми песчаниками и алевро-

литами. Известняки образуют пласты мощностью по 0,5—1 м, состоят из плотно сцементированных известковистым веществом раковин брахиопод, криноидей, кораллов и трилобитов. Кораллы *Tabulata* образуют небольшие лепешковидные колонии, размер которых в поперечнике колеблется от 20 до 30 см при высоте 5—10 см.

Кроме чистых органогенных известняков, встречаются сильно песчаные или глинистые известняки, в которых ископаемые остатки сравнительно редки. Крупнозернистые известковистые песчаники образуют толстые плиты, тогда как мелкозернистые разности тонкоплитчатые, а на плоскостях их наложения прослеживаются разнообразные иерегифы. Из фаунистических остатков Е. А. Иванова определила *Leptaena nana* В. Tschern., *Stegerhynchys* cf. *angulensis* В. Tschern., *Stegerhynchys* sp., *Wattsella* sp., *Camarotoechia upsuensis* В. Tschern. Мощность 60 м.

2. Чередование светло-серых мелкокристаллических тонкополосчатых крепких известняков с подчиненными прослоями мелкозернистых зеленовато-серых известковистых песчаников и глинистых сланцев. Для отдельных пластов известняков и известковистых алевролитов характерна мелкая складчатость (рис. 4), связанная, по-видимому, с оползанием только что накопившихся осадков.

Ископаемые остатки животных встречаются несколько реже, чем в нижележащем слое; представлены они лепешковидными колониями табулят и члеников криноидей. Брахиоподы и трилобиты имеют второстепенное значение. Е. А. Иванова определила *Tuvaella račkovskii* В. Tschern., *Stegerhynchys* sp., *Wattsella* sp., *Camarotoechia* (?) sp. Мощность 70—80 м.

Сходное строение имеет описываемая свита и в районе сопок Оттых-Таш. Следует отметить, что здесь встречается значительно меньшее количество ископаемых остатков и отмечается преобладание песчано-сланцевых пород. Из брахиопод в нижней части толщи встречены (определены Е. А. Ивановой): *Tuvaella račkovskii* В. Tschern., *Camarotoechia* sp., cf. *Eospirifer* (?) Мощность свиты здесь составляет 250—300 м.

Красноцветная песчано-алевролитовая свита выделяется в районе, расположенном несколько к югу от сопки Оттых-Таш, где она прослеживается в плане в виде неширокой полосы длиной около 11 км. По правобережью р. Улуг-Хем свита отсутствует, так как она уничтожена преднижнедевонским размывом. Отдельные выходы свиты прослеживаются в районе среднего течения р. Элегест (р. Онкажа).

Свита представлена однообразными песчаниками и алевролитами, окрашенными в розовато-бурые и красно-бурые тона. В основном преобладают мелкозернистые песчаники; крупнозернистые и среднезернистые разности имеют подчиненное значение. Крупнозернистые песчаники иногда окрашены в зеленовато-серый цвет и содержат включения красной бурой алевролитовой гальки, достигающей размера 2—3 см в поперечнике. Гальки совместно с крупными зернами кварца нередко образуют отдельные прослои и линзы.

Слоистость мелкозернистых песчаников на свежем изломе выражена слабо, тогда как на выветрелой поверхности проступает несравненно более отчетливо. Для некоторых пластов свиты характерны мелкие внутриформационные, иногда слегка опрокинутые, складочки, размер которых (по вертикали) колеблется от 0,1 до 0,3 м. Мощность свиты около 200 м.

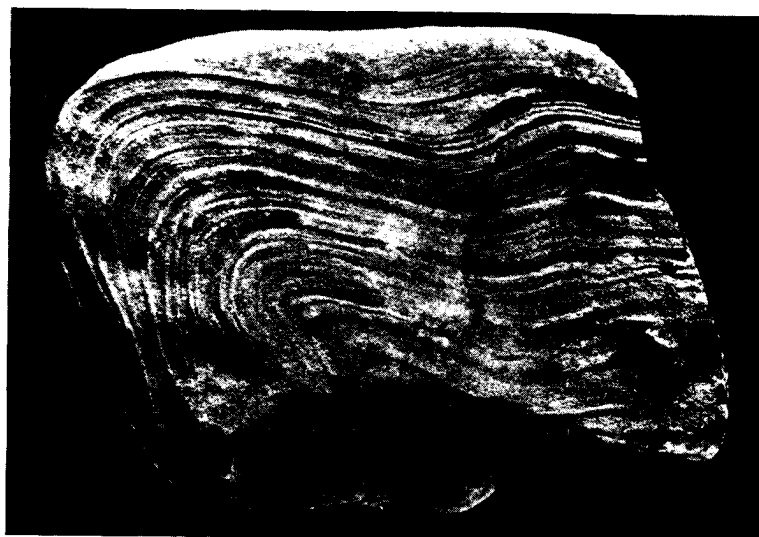


Рис. 4. Мелкая складочка в породах известняково-сланцевой свиты
силура. Окрестности урочища Кызыл-Джара

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Общий обзор

На территории центральной части Тувинского прогиба между палеонтологически охарактеризованными породами силура и нижнего карбона располагаются мощные, в основном красноцветные осадочные и вулканогенные образования девонского возраста. Сложное строение отдельных свит, резкая фациальная изменчивость по простиранию и присутствие вулканогенных пород сильно затрудняет их изучение. Не мало трудностей доставляет и дизъюнктивная тектоника, благодаря которой не всегда можно проследить нормальную последовательность разреза.

Девонские отложения следует разделить на два крупных комплекса, отделенные друг от друга на значительной площади угловым несогласием. Нижний комплекс сложен основными и кислыми вулканогенными образованиями, чередующимися с красными, бурыми и зелеными песчаниками, алевролитами и мергелями. Верхний комплекс не содержит вулканогенных пород и представлен красноцветными и сероцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами. Среди них часто встречаются мощные толщи известняков, мергелей и аргиллитов.

В составе этих двух крупных комплексов можно выделить ряд свит, которые отчетливо прослеживаются на значительной площади.

Органические остатки в девонских отложениях обнаруживаются относительно редко; представлены они кистеперыми и панцирными рыбами, листоногими и усконогими рачками, остракодами, плохо сохранившимися обрывками растений, спорами папоротникообразных растений. Весь перечисленный комплекс фауны и флоры более характерен для лагунных и континентальных условий. Отдельные горизонты с морской фауной выделяются только по южному и северному склонам хр. Западный Танну-Ола.

На основании находок ископаемых остатков можно с достаточной уверенностью выделить в девоне Центральной Тувы следующие крупные стратиграфические подразделения:

- 1) нижний девон — условно кобленцкий ярус,
- 2) средний девон — эйфельский и живетский ярусы,
- 3) верхний девон — франкий и условно фаменский ярусы.

Однако границы между отдельными подразделениями устанавливаются недостаточно отчетливо. Особенно много трудностей возникает при стратиграфическом расчленении нижней части девонской системы, представленной эффузивно-осадочными образованиями.

Нижний девон-эйфельский ярус среднего девона

Эффузивно-осадочный комплекс в большинстве случаев с размытием угловым несогласием залегает на фаунистически охарактеризованных породах силура, а иногда и нижнего кембрия.

Выходы эффузивно-осадочных образований прослежены во многих местах исследованной территории, широко распространены они и в других участках Тувинской котловины. Наиболее полный разрез эффузивно-осадочного комплекса в исследованном районе наблюдается вдоль левого борта долины р. Улуг-Хем, непосредственно к востоку от урочища Оттых-Таш.

В центральной Туве нами выделяются следующие четыре свиты (снизу): оттыхташская, красногорская, байбулунская и атакшильская. В свою очередь каждая свита разделяется на несколько толщ.

Оттыхташская свита. Свое название свита получила по имени урочища Оттых-Таш, где прослеживается полная последовательность пород свиты и найдены ископаемые остатки флоры и фауны.

Сложена она по преимуществу основными и кислыми эффузивными образованиями, чередующимися с пластами песчаников, алевролитов и известняков. К югу от урочища Оттых-Таш наблюдается следующий разрез свиты (снизу вверх):

а. Толща диабазовых и андезитовых порфиритов. Толща залегает в основании эффузивно-осадочного комплекса. Хороший и полный ее разрез наблюдается к югу от поля развития силурийских отложений в районе урочища Оттых-Таш, а отдельные ее выходы прослеживаются в ряде пунктов по правому берегу р. Улуг-Хем. В строении толщи главную роль играют покровы темно-зеленых диабазовых и андезитовых порфиритов. Туфы и прослои осадочных пород встречаются сравнительно редко. Мощность покровов колеблется от 3 до 10 м; друг от друга они отделены прослоями или линзами бурых и ржаво-бурых грубозернистых песчаников, мощность которых не превышает 0,5—2,0 м. В осадочных породах довольно часто встречаются полуокатанные обломки порфиритов из подстилающих покровов.

Нередко осадочные образования отсутствуют и тогда границу между покровами провести затруднительно, так как они как бы сливаются между собой. В таких случаях границу можно установить только в хороших обнажениях по поверхности размыва или по резкой смене пород. Нижний контакт покровов с подстилающими породами активный; верхняя их поверхность иногда размыта.

Почти повсеместно толща залегает на размытой поверхности силура, а в ее основании иногда располагается бурый конгломерат мощностью в несколько метров. Так, в районе урочища Кызыл-Джара, между устьями оврага Правый и Левый Кара-Суг, эффузивы лежат на поверхности известняков сланцевой свиты силура, причем в отдельных местах между ними прослеживается около 8 м среднегалечного конгломерата, галька которого состоит из угловатых обломков подстилающих силурийских известняков и песчаников, а также эффузивных пород, близких по составу к диабазовым порфиритам.

В 3 км к северу от устья оврага Правый Кара-Суг, на его левом борту, мощность конгломератов достигает 20 м (рис. 5). Галька конгломерата состоит здесь преимущественно из обломков эффузивов, скрепленных песчаным цементом с примесью большого количества пеплового материала.

Для диабазовых порфиритов характерна миндалекаменная текстура. Миндалины округлого правильного очертания имеют размеры 0,2—0,5 мм в диаметре и обычно выполнены зеленоватым хлоритом, кальцитом или цеолитом. Внутри покрова они распределены неравномерно. Наибольшее их количество приурочено к верхней части покрова, в несколько меньшем количестве миндалины присутствуют и в его основании; в центральной части покрова порода нередко приобретает массивную текстуру.

По химическому составу (табл. 4, графа 1) порода относится к группе габбро-базальта. Ее числовые характеристики хорошо совпадают с числовыми характеристиками нормальных базальтов.

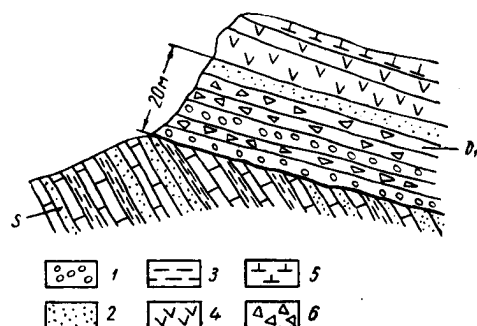


Рис. 5. Зарисовка несогласного залегания эффузивно-осадочного комплекса (D_1) на известняках силура (S) в районе урочища Кызыл-Джара:

1 — красно-бурые конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — основные и средние эффузивы; 5 — туфы и туфопесчаники; 6 — туфобрекчи

Таблица 4

Химический состав изверженных пород Центральных районов Тувы

Компоненты	Г о р н ы е п о р о д ы									
	1		2		3		4		5	
	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.
SiO_2	48,02	799	44,32	738	78,29	1303	71,82	1190	72,53	1208
TiO_2	1,16	014	2,13	027	0,23	002	0,51	006	0,46	006
Al_2O_3	16,88	165	14,60	143	12,33	121	13,02	128	11,88	116
Fe_2O_3	3,20	020	9,40	059	0,41	002	2,53	015	3,08	019
FeO	6,24	087	9,11	127	0,38	005	2,44	034	1,06	014
MnO	0,18	002	0,14	020	Следы	—	0,03	—	0,02	—
MgO	7,74	192	7,14	177	0,17	004	0,28	007	1,30	032
CaO	9,88	176	2,96	053	0,32	005	2,92	052	0,28	005
Na_2O	2,45	039	3,50	056	6,73	109	5,34	086	2,07	033
K_2O	1,04	011	0,36	038	0,52	005	0,32	003	5,40	057
P_2O_5	—	—	0,95	—	—	—	0,53	—	—	—
H_2O^-	0,88	—	0,36	—	0,09	—	0,36	—	0,36	—
H_2O^+	1,92	—	4,54	—	0,29	—	0,64	—	1,00	—
CO_2	0,24	—	0,36	—	—	—	0,10	—	0,09	—
П. п. п. ¹	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—
Сумма	99,83	—	99,87	—	99,76	—	100,84	—	99,80	—

¹ П. п. п. — потери при прокаливании.

Числовые характеристики
(по А. Н. Заварицкому)

Индекс	Горные породы					
	1	2	3	4	5	
a	7,09	14,35	14,71	13,26	12,11	1 — порфирит диабазовый. Урочище Оттых-Таш.
c	8,15	3,74	0,39	2,61	0,33	2 — Микролитовая разность спилита. Урочище Бай-Булу.
b	27,09	23,51	0,71	3,62	5,92	3 — Кварцевый кератофир с вкраплениями кварца и сферолитовой основной массой. Гора Кулбус-Даш.
S	57,66	58,40	84,19	80,51	81,61	4 — Кварцевый кератофир. Урочище Оттых-Таш. 5 — Кварцевый порфир. Урочище Оттых-Таш.

Анализы выполнены в химических лабораториях ИГЕМ и ГИН АН СССР.

Подчиненное значение среди эффузивов имеют андезитовые порфириды. Они имеют темно-серый цвет, при выветривании образуют плитообразные отдельности толщиной в 10—20 см. Мощность толщи на правом берегу р. Улуг-Хем, у устья овра. Левый Кара-Суг составляет всего 150 м, в районе урочища Оттых-Таш превышает 250 м.

б. Толща сероцветных песчаников прослеживается в районе урочища Оттых-Таш, где она начинается красно-бурыми конгломератами, содержащими плохоокатанные обломки пузыристых диабазовых порфиритов, фельзитов, известняков с остатками ископаемых силура, а также разнообразных песчаников, алевролитов и сланцев, по своему облику очень похожих на породу нижнего кембрия.

Выше по разрезу конгломераты переходят в грубозернистые сероцветные песчаники, сменяющиеся в свою очередь серыми и светло-серыми известковистыми песчаниками, среди которых выделяется несколько пластов зеленовато-серых окремневших полосчатых известняков мощностью по 2—4 м. В известняках обнаруживаются многочисленные неопределимые растительные остатки.

Вулканогенные породы в разрезе свиты распределены крайне неравномерно. Так, например, в восточной части урочища Оттых-Таш они играют второстепенную роль и представлены диабазовыми порфиридами и кислыми туфами, содержащими крупные обломки древесины. В районе речек Барык и Сенек эффузивы почти вытесняют осадочные породы из разреза толщи.

В 1954 г. автором совместно с Я. С. Зубрилиным в восточной части урочища Оттых-Таш в глинистых известняках были обнаружены остатки флоры, определенные А. Р. Ананьевым, как *Psilophyton Coldschmidtii* Halle, *Taeniocrada dubia* Kräusel et Weyland и *Drepanophycus spinaeformis* Goerpert. Первые два вида являются псилофитами, последний вид относится к древнейшим плауновым. Мощность толщи в районе урочища Оттых-Таш достигает 350—400 м.

в. Толща сероцветных алевролитов и известняков. В нижней части толща сложена зеленовато-серыми тонкослоистыми известковистыми алевролитами, которые выше сменяются мелкозернистыми бурыми и красно-бурыми известковистыми песчаниками.

В основании толщи выделяется несколько прослоев серых пелитоморфных известняков мощностью по 10—20 см. Красно-бурые песчаники толщи обычно тонкополосчатые, причем отдельные полосы не выдержаны по ширине и имеют расплывчатые волнистые очертания. Переход от зеленовато-серых алевролитов к красным песчаникам происходит постепенно. В переходной части разреза алевролиты повсеместно содержат мелкие псевдоморфозы по каменной соли.

В нижней половине разреза в алевролитах и известняках автором совместно с Я. С. Зубрилиным обнаружены остатки остракод. Особенно в больших количествах они встречены непосредственно у интрузии гранит-порфира, расположенной примерно в 7,5 км к юго-востоку от устья р. Боян-Гол. Из сборов Я. С. Зубрилина Е. Н. Поленова предварительно определила *Leperditia* aff. *stygiosa* Kegl., *L.* aff. *fastigata* Kegl., *L.* aff. *consobrina* Jones. Из той же коллекции А. Ф. Абушек были определены *Leperditia* cf. *altoloides* Weller и *L. elongata* Weller.

По правому берегу р. Улуг-Хем, в 2 км к западу от горы Поштаг, нижняя часть толщи представлена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, среди которых значительную роль играют красноцветные образования. Остатки остракод переполняют темно-серые пелитоморфные известняки, причем особенно хорошо выделяется пласт черного с неприятным сероводородным запахом известняка мощностью 0,8 м, целиком состоящего из раковин *Leperditia*. Остракоды встречены также в красно-бурых и малиновых алевролитах, но их сохранность здесь очень плохая.

В общих чертах для разреза толщи характерна та же последовательность пород, что и в районе урочища Оттых-Таш. Отличием является преобладание красноцветной окраски и присутствие черных остракодовых известняков.

От урочища Оттых-Таш остракодовая пачка протягивается на запад к реке Барык, где ее можно проследить в 8,5 км от устья реки. Представлена она там серыми известковистыми алевролитами с прослоями темных пелитоморфных известняков. Мощность толщи 240 м.

г. Толща кварцевых кератофилов. Эта толща выделена только по левому берегу р. Улуг-Хем к югу от урочища Оттых-Таш. Почти повсеместно в ее основании располагаются андезитовые порфиры мощностью в несколько десятков или даже сотен метров. В 9 км к северо-западу от ключа Кулузун толща начинается темным лавобрекчиями, в которых обломки пузыристых порфиритов скреплены темно-бурым пористым основным стеклом. Выше следуют зеленовато-серые мелкокристаллические диабазовые порфиры с отдельными покровами кислых эффузивов. Общая мощность лавобрекчий и порфиритов около 200 м.

На породах основного состава лежит 900—1100 м кварцевых кератофилов и их туфов. Нижние 200 м разреза сложены массивной породой; верхняя, большая часть разреза, представляет чередование отдельных покровов по 5—10 м мощности со слоистыми перекристаллизованными туфами. Многочисленные трещины рассекают породы на крупные плиты неправильной формы до 0,5—1,0 м в поперечнике при толщине в 10—20 см.

В районе Кочетовской антиклинали среди туфов встречаются довольно крупные, вытянутые включения кварцевых кератофилов, напоминающие по своей форме вулканические бомбы.

Макроскопически в эффузивах и их туфах отчетливо прослеживаются розоватые таблички плагиоклаза и отдельные пирамидки темного

стеклянно-прозрачного кварца, заключенные в однородной серой массе.

Под микроскопом видно, что фенокристаллы кварца обладают бипирамидальной формой, нередко оплавлены и часто имеют характерные «бухточки» и другие подобные им формы коррозии кристаллов. Размеры фенокристаллов колеблются от 0,2 до 2—3 мм, преобладают вкрапленники в 0,5—1,0 мм. В породах со сферолитовой основной массой вокруг фенокристаллов кварца всегда наблюдается сферолитовая каемка. Вкрапленники полевого шпата образуют таблички длиной 0,5—2,0 мм. Вокруг них нет сферолитовой каемки. Сферолиты основной массы имеют радиально-лучистое строение; они плотно соприкасаются между собой или рассеяны среди криптокристаллической — аллотриоморфной массы кварцево-полевошпатового состава. Местами наблюдаются сферические образования, состоящие из полевого шпата, проросшего кварцем, удлинённые вроски которого имеют тенденцию к радиально-лучистому расположению. В разрезах, перпендикулярных вытянутости вросков кварца, эти образования обнаруживают типичное микропегматитовое строение. Мощность 200—900 м.

д. Толща спилитов и диабазовых порфиритов прослеживается на левом берегу р. Улуг-Хем, где она слагает южный склон большой гряды, расположенной между хребтом Бьерт-Даг и долиной реки. Площадь ее распространения в плане имеет форму слегка изогнутой широтно ориентированной линзы.

Толща представлена чередованием разнообразных эффузивов, лавобрекчий и туфов. Осадочные породы имеют подчиненное значение, так как составляют не более 10% от общей мощности толщи. Среди эффузивов особенно большую роль играют темные, почти черные, афанитовые породы.

В свежих образцах наблюдается зеленоватый оттенок, в обнажениях же преобладают буроватые или ржавые окраски. Эффузивные породы на основании микроскопических исследований и химического анализа (см. табл. 4, графа 2) следует относить к спилитам. Спилиты и их лавобрекчии преобладают в нижней части разреза, в его верхней части появляется большое количество темно-серых мелкокристаллических диабазовых порфиритов и возрастает значение осадочных пород.

Наиболее широко распространены микролитовые разности спилитов. Для них характерно отсутствие вкрапленников. В основной гипокристаллической массе развиты очень тонкие и длинные лейсты плагиоклаза (альбит), беспорядочно расположенные среди раскристаллизованного основного стекла.

Миндалекаменная текстура обусловлена присутствием неправильных пустот, выполненных хлоритом или кальцитом. Микролиты в длину не превышают 0,08—0,1 мм, они нередко волнисто изогнуты, расположение их беспорядочное, хотя иногда они и образуют сноповидные, метельчатые и радиально-лучистые сростки.

Присутствует также разновидность спилитов с диабазовой структурой. Альбит в них имеет удлинённую форму и достигает величины 0,5—1,0 мм. Расположенный между кристаллами альбита пироксен представлен изометричными, почти округлыми зёрнами, величина которых зависит от степени раскристаллизации породы.

Типичные для спилитов шаровые лавы были встречены только на правом берегу р. Улуг-Хем, где они обнажены в овраге, в 2 км к северо-востоку от горы Поштаг. Вся масса черных афанитовых эффузивов состоит там из обособленных небольших эллипсоидальных тел, имеющих

вид почти правильных шаров, налегающих друг на друга. Размер шаров колеблется от 0,1 до 0,2 м в поперечнике.

Зеленокаменное изменение спилитов (эпидотизация и хлоритизация) появляется почти повсеместно, но особенно отчетливо оно выражено вдоль разломов. В непосредственной близости с зоной разломов эпидот совместно с кварцем развит не только в эффузивных породах, но и внутри осадочных образований.

Красногорская свита. Свое название свита получила по имени сопки Красная Гора, где можно проследить ее полный разрез. Взаимоотношение свиты с подстилающими эффузивными толщами нижнего девона наблюдается в прекрасном обнажении в 5,5 км к северо-западу от источника Кулузун. Здесь намечается следующий разрез (снизу).

а. Толща красно-бурых песчаников и алевролитов залегает согласно и без следов перерыва на вулканогенных породах отыхташской свиты. Представлена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются отдельные прослои розоватых среднезернистых и крупнозернистых песчаников.

В состав песчаников и алевролитов иногда входят рассеянные мелкие галечки (0,5 см) кремнистых пород. Среднезернистые и крупнозернистые разновидности песчаников образуют плиты толщиной по 10—20 см; мелкозернистые песчаники в обнажении разделены на отдельные неправильные призмочки, ориентированные параллельно слоистости. Благодаря им породы приобретают своеобразный «занозистый» вид.

На поверхностях напластования хорошо прослеживаются следы дна водоема, представляющие разнообразные бугорки, лунки и удлиненные валики. Слоистость пород тонкая, причем преобладает перистая и волнистая ее разновидности.

Вверх по разрезу наблюдается возрастание роли розоватых среднезернистых песчаников. Одновременно появляются знаки волновой ряби, а в отдельных прослоях песчаников наблюдается закономерно ориентированные вдоль напластования обломки красно-бурых алевролитов. В верхней части разреза отмечено два покрова зеленовато-серых пузыристых порфиритов с крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклазов, а также несколько прослоев зеленовато-серых туфов. Общая мощность толщи достигает 400—450 м.

В западном направлении происходит некоторое увеличение мощности толщи, а также изменяется и ее состав. Так, в верховьях речки Барык появляются прослои серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В восточном же и северо-восточном направлениях мощность толщи заметно уменьшается, а именно непосредственно к северу от сопки Красная Гора она не превышает 200—250 м; здесь в составе толщи преобладают среднезернистые и крупнозернистые разновидности красно-бурых песчаников, переслаивающихся с пластами грязно-зеленых туфов.

На правом берегу р. Улуг-Хем толща обнажается непосредственно к западу от горы Поштаг, где она слагает небольшую синклиналь в 3 км к юго-западу от горы. Представлена она также бурыми и красно-бурыми песчаниками, мощность которых из-за сложной тектоники установить не удалось.

б. Толща кварцевых кератофинов. Толща кислых эффузивных пород, по составу отвечающих кварцевым кератофирам, развита к северу от урочища Бай-Булун, где она образует сопку Красная Гора и расположенные к западу от нее гряды. На правом берегу р. Улуг-Хем она выделяется в районе гор Кулбус-Даш и Поштаг.

Кератофиры, как это видно из геологической карты, не образуют выдержанного покрова и по простираению полностью выклиниваются.

Эффузивы района урочища Бай-Булун окрашены в красновато-серые тона. В выветреном состоянии порода имеет красно-бурый или грязно-желтый цвет. Многочисленные трещины разделяют породу на параллелепипедальные или толстоплитчатые отдельности. Наиболее отчетливо выраженная плоскость раздела отдельностей совпадает со слоистостью осадочных пород, вмещающих кварцевые кератофиры.

Иногда наблюдается флюидальная текстура, обусловленная чередованием тонких (до 1 мм) более темных, обогащенных окислами железа полос с более светлыми. Многие разновидности имеют брекчиевидную текстуру; нередко это настоящие брекчии из однородных по составу, но очень различных по величине остроугольных обломков, плотно прилегающих друг к другу.

Макроскопически в общей массе видны таблитчатые кристаллы розоватого полевого шпата, достигающие в длину 3—4 мм. Под микроскопом удается установить, что они представлены альбитом. Кристаллы часто образуют гломеропорфировые сростки, в которых находится сразу по 2—5 таких табличек.

Для основной массы характерно микропегматитовое строение. Местами наблюдаются сферические образования, состоявшие из полевого шпата, проросшего кварцем, удлиненные вроски которого располагаются радиально-лучисто.

В верхней части толщи появляется 10-метровая пачка конгломератов, галька которых состоит из плохо окатанных обломков кварцевых кератофиров, скрепленных грубым песчаным цементом. На правом берегу р. Улуг-Хем, в районе горы Кулбус-Даш состав и строение толщи значительно сложнее. Западная часть горы сложена интрузивными породами, близкими по составу к кварцевым порфирам, тогда как в восточной ее половине присутствует 500—700-метровая толща агломератов и кислых туфов, среди массы которых выделяются отдельные потоки кварцевых кератофиров. Обломки и глыбы, входящие в состав агломератов и туфов, нередко достигают размера 0,5 м в поперечнике. Состоят они из пузыристых диабазовых порфиритов, спилитов и осадочных образований, т. е. в значительной мере из пород более древних толщ эффузивно-осадочного комплекса.

В сторону от горы Кулбус-Даш по простираению пород наблюдается быстрое выклинивание агломератов и потоков кератофиров, а мощность их туфов уменьшается.

Такое расположение вулканогенных пород заставляет предполагать, что в районе горы Кулбус-Даш сохранилась жерловина и конус древнего, девонского, вулкана. Именно с ним можно связать огромные скопления агломератов и туфов в непосредственном соседстве с интрузиями кварцевых порфиров и куполами кератофиров, причем массив кварцевых порфиров, возможно, является неком этого вулкана.

Химические анализы показывают (табл. 4), что по составу породы могут быть отнесены к кварцевым кератофирам.

в. Пестроцветная толща глинистых сланцев, мергелей, алевролитов и песчаников. Наиболее полно толща обнажена на левом берегу р. Улуг-Хем. Ее разрез можно видеть и в береговых обнажениях урочища Кызыл-Джара и речки Барык.

В западной части урочища Бай-Булун толща представлена чередованием серых и зеленовато-серых глинистых сланцев и мергелей с малиновыми и красно-бурыми песчаниками и алевролитами. В разрезе выделяется 4—6 покровов крупнозернистых диабазовых порфиритов, при-

чем мощность каждого из них измеряется 5—10 м. Иногда встречаются черные глинистые сланцы, разделяющиеся на небольшие неправильные плиточки, на поверхностях которых присутствуют плохо сохранившиеся остатки и отпечатки растений.

Породы окрашены в серый цвет, обычно тонкоплитчатые, обладают параллельной или слегка волнистой полосчатостью и содержат псевдоморфозы по каменной соли. В красноцветных песчаниках хорошо выражена косая слоистость, а на поверхностях их напластования обнаруживаются волноприбойные знаки.

Основной составной частью песчаников и алевролитов являются угловатые зерна кварца, полевых шпатов и эффузивов; кроме этих основных компонентов, присутствуют роговики, кремни, глинистые сланцы. Увеличение мощности толщи и смена красноцветных песчаников сероцветными аргиллитами и мергелями происходит к югу и юго-западу от долины р. Улуг-Хем, тогда как к северу от р. Улуг-Хем отмечается почти полное вытеснение сероцветных пород красноцветными.

Ископаемые остатки флоры и фауны в толще встречаются чрезвычайно редко; Н. С. Зайцеву (1955) удалось отобрать образцы пород, содержащие споры папоротникообразных. Они были взяты в береговом обнажении непосредственно к западу от массивов кварцевых порфиров горы Кулбус-Даш. Здесь видны крутопадающие на восток слои сероцветных и зеленоватоцветных песчаников, среди которых выделяется 6-метровая пачка перемятых черных сланцев, содержащих псевдоморфозы по каменной соли. Из глинистых сланцев этой пачки были выделены споры, из которых С. Н. Наумова определила *Leiotriletes perpusillus* Naum., *L. atavus* Naum., *L. devonicus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *Stenozonotriletes ornatus* Naum.

Хотя данная пачка, по-видимому, и отделена от остальной части разреза дизъюнктивным нарушением, тем не менее по своему положению и характеру разреза она несомненно соответствует нижней части описываемой толщи. Мощность толщи 600 м.

Байбулунская свита. В 1952 г. И. В. Кузнецов на левом берегу р. Улуг-Хем в районе урочища Бай-Булун проследил мощный разрез красноцветных песчаников, которые он описал под названием байбулунской толщи. В настоящей работе эти красноцветные песчаники выделяются в самостоятельную свиту, в состав которой входят следующие две толщи:

а. Толща красноцветных песчаников и алевролитов, представленная фациально невыдержанными однообразными красно-бурыми мелкозернистыми песчаниками алевролитами; среднезернистые и грубозернистые разности имеют подчиненное значение. Песчаники образуют плиты толщиной в 2—10 см; в них хорошо прослеживается слабо выраженная полосчатость и косая слоистость. Характерной особенностью толщи является присутствие отдельных темно-бурых галечек аргиллитов и алевролитов, которые располагаются по плоскости наслоения или образуют маломощные прослои конгломератов. Мощность 600—700 м.

б. Толща красноцветных песчаников характеризуется отсутствием алевролитов и появлением отдельных прослоев и линз графелитов и мелкогалечных конгломератов. Преобладающее значение в разрезе играют среднезернистые и грубозернистые разности песчаников. В песчаниках наблюдается слабо заметная полосчатость, которая связана с различием в интенсивности окраски тонких слоев. Иногда отмечается косая слоистость. В составе песчаников содержится большое количество зерен эффузивных, главным образом основных и средних

пород. Галька конгломератов и гравелитов представлена в основном диабазами и диабазовыми порфиритами.

В верхней части толщи обнажается слой (около 1 м по мощности) желтовато-серого среднезернистого песчаника, содержащего многочисленные обуглившиеся остатки растений, среди которых А. Р. Ананьевым были определены следующие формы: *Barinophyton obrutschevii* А. Р. Ананьев, *Psilophyton* sp., *Hostimella* sp. Мощность толщи до 1000 м.

По западной окраине урочища Бай-Булун переход от байбулунской свиты к вышележащей атакшильской постепенный, но у устьев оврага Чаанек, а также по северной окраине хребта Бьерт-Даг атакшильские конгломераты лежат на подстилающих нижнедевонских образованиях с отчетливым угловым несогласием. Местное несогласие отмечается по восточному окончанию Кочетовской антиклинали.

Атакшильская свита соответствует верхней части одноименной формации, которая была впервые выделена в составе «бейкемского комплекса» И. П. Рачковским и подробно описана в сводке З. А. Лебедевой (1938). Свое название свита получила по имени левого притока р. Бий-Хема — р. Атакшил, где можно проследить ее полный разрез.

Атакшильская свита распространена неравномерно. Многочисленные ее обнажения имеются по северному склону Уюкского хребта. По левобережью р. Улуг-Хем она окаймляет западное периклинальное окончание Кочетовской антиклинали, а также в виде неширокой полосы прослеживается вдоль северного склона хребта Бьерт-Даг. Отдельные ее выходы известны по южному склону горы Куу-Даг и у устья оврага Чаанек.

Наиболее хорошо обнаженный разрез свиты прослеживается в 0,5 км к востоку от ключа Кулузун, где наблюдается следующий разрез (снизу).

1. Песчаники красно-бурые среднезернистые полимиктовые, с большим количеством обломков эффузивных и осадочных пород. Окатанность зерен песчаников слабая, сортированность материала по крупности зерна и составу выражена плохо. Слоистость обнаруживается только на поверхностях выветривания. Мощность 20 м.

2. Конгломерат бурый и ржаво-бурый, содержащий линзы гравелитов и грубых песчаников. Галька конгломератов и гравелитов плохо окатана и обычно имеет резко угловатую форму. Размеры галек 1—4 см в поперечнике, реже достигают 10—12 см. Преобладают обломки основных и кислых эффузивов, особенно часты порфиры с миндалекаменной текстурой, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. Сортированность пород грубая, слоистость едва намечается. Цемент песчано-известковистый, сильно ожеженный. Гравелиты и песчаник имеют подчиненное значение и залегают среди конгломератов в форме небольших линз. Кое-где в верхней половине разреза появляются редкие прослои песчаных известняков. Мощность 200 м.

В Уюкском хребте разрез эффузивно-осадочного комплекса имеет существенно отличное строение. Количество эффузивных пород там заметно сокращено, тонкозернистые осадки отсутствуют, преобладающую роль играют грубообломочные образования.

По западному окончанию Уюкского хребта, в районе горы Тебек и речки Кызыл-Хак наблюдается следующий разрез (снизу).

1. Основание эффузивно осадочного комплекса и его взаимоотношение с подстилающими породами хорошо видно в ядре антиклинали, расположенной к югу от горы Тебек, где на фаунистически охарактеризованных известняках силура с угловым несогласием и конгломератом

в основании лежит толща зеленовато-серых диабазовых порфиристов, которую можно сопоставить с самой нижней частью эффузивных пород долины р. Улуг-Хем. Мощность 200 м.

2. Непосредственно на эффузивах залегают красно-бурые и бурые среднегалечные конгломераты, галька которых состоит из плохо окатанных плоских обломков порфиристов, известняков и песчаников, содержащих фауну силура. Обломки обычно ориентированы. Их длина нередко достигает 20—30 см, однако чаще преобладают обломки от 3 до 10 см. Среди конгломератов встречено несколько покровов пузыристых диабазовых порфиристов, каждый из которых имеет мощность по 5—10 м. Мощность 150 м.

3. Песчаники красно-бурые, чередующиеся с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. Мощность 350 м.

4. Конгломерат красно-бурый, содержащий крупные (до 0,5 м в поперечнике) плохоокатанные глыбы известняков с остатками фауны брахиопод, кораллов, криноидей и трилобитов силурийского возраста. Присутствуют также обломки нижедевонских диабазовых порфиристов. Мощность 300 м.

Описанные выше грубообломочные породы трансгрессивно и несогласно перекрываются осадками звенящей свиты, что особенно хорошо видно в верховьях оврага Кара-Суг по его левому борту.

По северо-западной окраине урочища Тойлуг наблюдается некоторое изменение в строении разреза. Здесь уменьшается количество конгломератов, появляются крупные покровы как основных, так и кислых эффузивов. Нижняя часть разреза общей мощностью около 1500—2000 м сложена красно-бурыми и зелеными песчаниками и гравелитами, чередующимися с покровами диабазовых порфиристов, и в районе горы Тебек выделяется мощный поток кварцевых порфиристов.

Верхняя часть разреза мощностью в 750 м сложена по преимуществу красно-бурыми песчаниками гравелитами с отдельными линзами среднегалечных конгломератов. Покровы эффузивных пород или туфы встречаются редко.

В восточной части Уюкского хребта разрез эффузивно-осадочных образований имеет сходство с только что описанным. Он отчетливо разделяется на две части. Нижняя часть сложена по преимуществу основными и кислыми эффузивами с подчиненными прослоями осадочных пород, верхняя — представлена песчано-конгломератовыми накоплениями, выделяемыми в атакшильскую свиту. Атакшильская свита наиболее хорошо представлена в районе рек Атакшил и Уюк. По данным Н. С. Зайцева и Я. С. Зубрилина (1955), здесь намечается следующий разрез.

1. Конгломерат красновато-серый с галькой, состоящей из эффузивных пород, известняков с ископаемыми остатками фауны силура, кварца, кремней. Диаметр галек 4—5 см, выше по разрезу их размеры постепенно уменьшаются. Мощность 250—270 м.

2. Красноцветная толща известковистых полимиктовых песчаников, среди которых прослеживаются прослои темных скрытокристаллических глинистых известняков, темно-зеленых глин и алевролитов, а также песчаников с отпечатками плохо сохранившихся растений. В образце темных сланцеватых глин, взятом Н. С. Зайцевым в 45—50 м от подошвы сероцветной толщи, С. Н. Наумова обнаружила следующие виды спор: *Leiotriletes perpusillus* Naum., *L. devonicus* Naum., *L. atavus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *Stenozonotriletes ornatus* Naum., т. е. тот же самый споровый комплекс, который был приведен

при описании нижней части красногорской свиты из ур. Кызыл-Джара. Мощность 250—270 м.

3. Рыжевато-бурые полимиктовые известковистые песчаники, чередующиеся с прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность 200—250 м.

Общая мощность свиты 700—800 м.

Возраст эффузивно-осадочного комплекса и сопоставление между собой отдельных свит

Выяснение возраста эффузивно-осадочного комплекса до настоящего времени представляет трудную задачу, так как в его составе найдено сравнительно небольшое количество ископаемых остатков флоры и фауны. В связи с тем, что комплекс располагается между фаунистически охарактеризованными породами силура и живетского яруса среднего девона, его возраст может трактоваться в широких пределах.

Собранные остатки флоры, а также споры папоротникообразных дают возможность несколько ближе подойти к установлению возраста.

Наиболее низко расположенные в разрезе ископаемые остатки флоры обнаружены примерно в 350 м от основания эффузивно-осадочного комплекса. Отсюда определены *Psilophyton Goldschmidtii* Halle, *Taenioocrada dubia* Kräus et Weyland, *Drepanophycus spinaeformis* Goerpert.

Все три вида в Западной Европе, горных районах Западной Сибири, в Северном Алтае, а также в Минусинской впадине приурочены к верхней половине нижнего девона. По мнению А. Р. Ананьева, флороносные слои могут быть с достаточной уверенностью отнесены к нижнему девону и сопоставлены с зигенским ярусом Западной Европы (низы кобленца).

Выше слоев с растительными остатками располагается толща алевролитов и известняков, содержащая хорошо сохранившиеся раковины остракод, большинство форм которых, согласно предварительному заключению Е. Н. Поленовой, хотя и обнаруживает сходство со среднедевонскими видами Германии, но им не соответствует, а один вид — *Leperditia* aff. *strigosa* Kegel — близок к *Leperditia salairica* Poetzl из нижнедевонских слоев Кузбасса.

А. Ф. Абушек выделяет такие формы остракод, как *Leperditia* cf. *altoloides* Weller, *L. elongata* Weller, известные в хельдербергских слоях девона Северной Америки.

В других участках Тувинского прогиба возраст низов эффузивно-осадочного комплекса может быть более древним. В районе озера Туз-Таг (юго-западная часть Тувинского прогиба) отмечается постепенный переход от фаунистически охарактеризованных пород силура к образованиям эффузивно-осадочного комплекса.

Вероятно, в наиболее прогнутых участках Тувинской впадины нижняя часть эффузивно-осадочного комплекса имеет силурийский возраст и залегает на подстилающих породах без перерыва и углового несогласия.

Особый интерес представляют находки спор древних папоротникообразных, которые обнаружены в районе урочища Кызыл-Джара в нижней части красногорской свиты, а у устья р. Уюк — в средней части атакшильской свиты. По мнению С. Н. Наумовой, возраст слоев, содержащих споры папоротникообразных, следует считать нижеэффельским.

В расположенной выше части разреза ископаемые остатки растений были собраны только в верхах байбулунской свиты. Отсюда А. Р. Ананьевым были определены *Barinophyton obrutschevii* Апаньев, *Psilophyton* sp., *Hostimella* sp., однако для обоснования возраста верхней части эффузивно-осадочных пород этих находок совершенно недостаточно, хотя А. Р. Ананьев и проводит сопоставление флоронских слоев с торгашинской свитой из разреза около г. Красноярска, возраст которой определяется им как нижнедевонский.

На основании скудных палеонтологических находок возраст эффузивно-осадочного комплекса в изученном районе устанавливается как нижний отдел девона — эйфельский ярус среднего девона, причем самые низы девонской системы (жединский ярус) возможно отсутствует совсем. По-видимому, к эйфельскому ярусу в центральной Туве следует относить мощные толщи красноцветных и пестроцветных пород, расположенных между нижнедевонской оттыхташской свитой и фаунистически охарактеризованными живетскими отложениями (илеморовская свита и ее аналоги). С нижним девоном эйфельский ярус связан постепенным переходом, а от живетского яруса он нередко отделен угловым несогласием или заметным перерывом в осадконакоплении.

В районе хребта Бьерг-Даг и в хребте Западный Танну-Ола эйфельские породы представлены пестроцветными и красноцветными мергелями, песчаниками и конгломератами, а эффузивные породы здесь играют второстепенную роль. На севере, в хребте Уюкском, весь эйфель сложен красноцветными конгломератами и песчаниками с подчиненными покровами порфиритов в нижней части разреза.

Из сопоставления разрезов эффузивно-осадочного комплекса вытекает, что в Уюкском хребте в его строении важную роль играют грубообломочные терригенные породы, тогда как в районе долины р. Улуг-Хем присутствуют более тонкие осадки, а среди эффузивов преобладают разновидности, близкие к спилитам и кератофирам.

Последовательность пород в разрезе и находки спор папоротникообразных показывают, что атакшильская свита Уюкского хребта в возрастном отношении соответствует красногорской и байбулунской свитам, а возможно и части оттыхташской свиты левобережья р. Улуг-Хем (рис. 6). Красноцветные конгломераты, подстилающие в районе урочища Бай-Булуи илеморовскую свиту живетского яруса, по всей вероятности, сопоставляются с самой верхней частью атакшильской свиты Уюкского хребта.

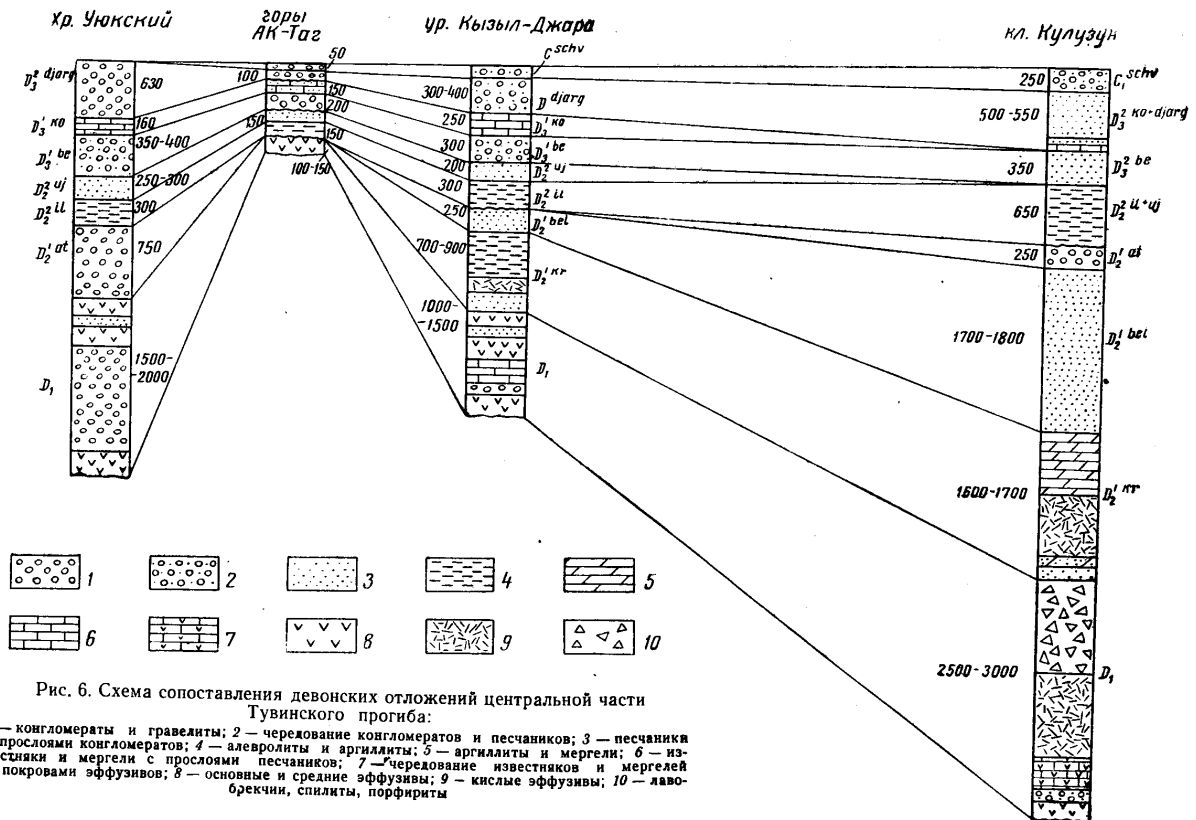
Таким образом, к югу и юго-западу от Уюкского хребта грубообломочная атакшильская свита очень быстро замещается более тонкими осадками (красногорская и байбулунская свиты). Еще далее к юго-западу, в хребте Западный Танну-Ола, в составе эквивалентных ей образований появляются известняки с типичной морской эйфельской фауной.

Такие резкие изменения в составе отложений произошли в связи со своеобразной историей развития центральной части Тувинского прогиба в девонском периоде.

В последнее время появились схемы стратиграфического расчленения эффузивно-осадочного комплекса девона Центральной Тувы, предложенные И. М. Варенцовым (1956), Я. С. Зубриным, А. И. Левенко. Из табл. 2, показывающей соотношение данных схем со схемой, предлагаемой автором, видно, что основные различия заключаются в трактовке границ между нижним и средним девоном, а также между эйфельским и живетским ярусами.

Граница между средним и верхним девоном в Центральной Туве И. М. Варенцовым, Я. С. Зубриным и А. И. Левенко проводится по

96



мере появления пестроцветных пород, содержащих редкие потоки порфиринов, причем довольно мощную нижележащую толщу красноцветных песчаников и находящиеся в ней кварцевые альбитофиры указанные исследователи относят к нижнему девону.

Однако более целесообразно к основанию среднего девона отнести и толщу красноцветных песчаников, основываясь на том, что с нее собственно начинается мощная серия отложений, где основную роль играют породы осадочного происхождения, а вулканогенные образования имеют уже второстепенное значение. Правда, в районе урочища Бай-Булун между толщей красноцветных песчаников и вышележащими пестроцветными образованиями отмечены мощные потоки кварцевых альбитофиров, которые как бы обособляют толщу песчаников, но в западном направлении потоки альбитофиров исчезают и там красноцветная толща составляет с вышележащими пестроцветными породами единое целое.

Следует также отметить, что в районе урочища Кызыл-Джара в глинистых породах, залегающих внутри эффузивов, обнаружены споры эйфельского возраста (Зайцев, 1955), что подкрепляет представление об эйфельском возрасте альбитофиров и расположенной рядом красноцветной толщи песчаников.

Нельзя согласиться с проведением границы между эйфельским и живетским ярусами по подошве красноцветных конгломератов, подстилающих фаунистически охарактеризованную илеморовскую свиту.

Некоторые геологи (см. табл. 2) считают, например, эти конгломераты базальными для живетского яруса на том основании, что в районе оврага Чаанек они подстилают илеморовскую свиту и в свою очередь залегают несогласно на нижнедевонских эффузивах. Однако это несогласие носит узко локальный характер и приурочено к периферическим участкам положительных структур; по направлению к прогнутым участкам несогласие быстро исчезает и конгломераты вниз по разрезу постепенно сменяются гравелитами, а затем и красноцветными песчаниками байбулунской свиты. Таким образом, конгломераты не являются базальными, а их возникновение связано с разрушением длительно развивающихся внутренних поднятий впадины.

Мощность и продолжительность формирования красноцветных конгломератов зависит от их структурного положения. В одних участках (например, в районе урочища Бай-Булун) они слагают только верхнюю часть эйфельского яруса, в других участках (хребет Уюкский) — весь эйфельский ярус, а отчасти и нижний девон. Это лишний раз подчеркивает нереальность установления границы между эйфелем и живетом по подошве конгломератов так называемой кулузунской свиты.

Правда, у нас пока недостаточно данных, чтобы с полной уверенностью говорить о положении нижней границы живетского яруса, но при современном состоянии изученности Тувы ее лучше проводить по подошве илеморовской свиты, так как нет других более надежных данных. Эта граница в Туве выражена повсеместно весьма отчетливо и подчеркивается сменой палеогеографических условий перед началом накопления пород илеморовской свиты. Эта смена произошла не только в Туве, но и в соседних Усинской, а отчасти и Минусинской впадинах. К основанию свиты приурочено также угловое несогласие, распространенное довольно широко.

В районе урочища Бай-Булун, с нашей точки зрения, нет надобности выделять новую свиту (кулузунскую) и усложнять и без того сложную стратиграфию девона Тувы. Скорее конгломераты верхней части

эффузивно-осадочного комплекса нужно отнести к атакшильской свите, но при этом необходимо отметить, что ее возрастной диапазон в районе урочища Бай-Булуи меньше, чем в районе Уюкского хребта.

Краткая характеристика магматических образований

В строении разреза эффузивно-осадочного комплекса важную роль играют как основные, так и кислые эффузивы. В его нижней части преобладают диабазовые порфириты, в средней — появляются мощные толщи, близкие по составу к спилитам и кварцевым кератофирам. Самые верхи разреза сложены преимущественно осадочными породами, среди которых покровы основных и средних эффузивов имеют подчиненное значение.

Основные эффузивы, как правило, образуют покровы; для кислых эффузивов характерны крупные купола. Туфы основных пород имеют ничтожное распространение, тогда как кислые туфы развиты очень широко.

Многочисленные дайки диабазов, по-видимому, отчасти являются корнями основных эффузивов, так как по своему минералогическому составу и структуре породы даек очень мало отличаются от покровов диабазовых порфиритов.

Небольшие интрузии кварцевых порфиров, как это наблюдается в районе горы Кулбус-Даш, вероятно, являются неками девонского вулкана. Эти интрузии по своему химическому составу близки к развитым по соседству кератофирам (см. табл. 4, графа 5). Излияния здесь, вероятно, происходили через вулканические аппараты центрального типа, вокруг которых накопилось большое количество туфов и агломератов.

Интересен факт обнаружения эффузивных пород, которые по своему составу и структуре близко стоят к типичным спилитам и кератофирам. Первые на региональную альбитизацию диабазов и порфиритов девона Центральной Тувы обратили внимание И. А. Ротараш и А. А. Чумаков (1955), которые выделили все эффузивные образования в спилитовую формацию. В дальнейшем нам удалось установить широкое развитие кератофиров. Однако едва ли можно говорить о типичной спилитово-кератофировой формации, так как для ее выделения требуется не только присутствие спилитов и кератофиров, но и наличие широко развитых шаровых лав, кремнистых и сланцевых пород.

В настоящее время считается, что спилитово-кератофировая формация характеризует начальные стадии развития геосинклиналей и формируется в морских условиях на дне морей глубиной в несколько сотен метров.

В Тувинском прогибе в среднем и верхнем палеозое типичные геосинклинальные условия уже отсутствовали; девонское время являлось временем отмирания геосинклиналей, когда формирование эффузивно-осадочных толщ происходило частью в неглубоких и засоленных лагунах, частью в наземных условиях.

Исходя из всего сказанного, по-видимому, нет оснований относить девонские эффузивные толщи к типичной спилитово-кератофировой формации, хотя для них и характерны некоторые ее свойства.

Живетский ярус

В составе живетского яруса выделяются две свиты: нижняя — илеморовская и верхняя — уюкская.

Илеморовская свита. В 1920 г. в низовьях р. Бий-Хем И. П. Рачковский выделил усть-уюкскую формацию, входящую в состав бий-хем-

ского комплекса. В 1950 г. В. С. Мелешенко сопоставил нижнюю часть усть-уюкской формации с илеморовской свитой юга Минусинской впадины.

Эта свита сложена зеленовато-серыми, серыми, реже лиловыми мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями серых и темно-серых аргиллитов, мергелей и известняков. В песчаниках широко развита косая слоистость, волноприбойные знаки и разнообразные следы дна водоема. В породах встречаются многочисленные остатки *Phyllopora*, *Cirripedia*, кистеперых и панцирных рыб, растений, реже раковины лингул и брахиопод.

На подстилающих породах илеморовская свита нередко залегает с отчетливо выраженным угловым несогласием.

Отложения илеморовской свиты распространены по обоим бортам оврага Левый Кара-Суг, к северу от горы Поштаг, а также по склонам Уюкского хребта.

На левом берегу р. Улуг-Хем илеморовскую свиту по литологическим признакам трудно выделить из единой сероцветной песчано-аргиллитовой серии, соответствующей по возрасту всему живетскому ярусу. Поэтому разрезы в горах Бьерт-Даг и соответствующие сопоставления будут приведены после описания живетских отложений по правому берегу р. Улуг-Хем и в районе Уюкского хребта.

Полный разрез илеморовской свиты находится вблизи урочища Кызыл-Джара, где примерно в 1 км к северу от горы Поштаг на эффузивно-осадочных породах нижнего девона трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают мощные сероцветные отложения, для которых характерен следующий разрез (снизу).

1. Песчаники серые среднезернистые кварцево-полевошпатовые сильно известковистые, диагонально-слоистые, чередующиеся с отдельными линзами грубозернистых песчаников и гравийных конгломератов. Галька конгломератов состоит из слабо окатанных обломков кварца и розового полевого шпата. Мощность 1—1,2 м.

2. Песчаники зеленовато-серые, серые, розоватые мелкозернистые, переслаивающиеся с темно-зелеными алевролитами и аргиллитами. Реже встречаются отдельные прослои черных известняков. Песчаники образуют пласты по 0,5—1,0 м, в которых хорошо выражена тонкая косая слоистость. Мелкозернистые разности песчаников и алевролитов отличаются горизонтальной тонкой слоистостью. Песчаники состоят из зерен кварца, полевого шпата, темноцветных минералов и обломков эффузивных пород; цемент карбонатный, глинисто-карбонатный или железистый.

Аргиллиты образуют прослои по 0,3—0,5 м и встречаются преимущественно в нижней части разреза. При выветривании они рассыпаются на мелкие остроугольные обломки. Известняки прослеживаются в виде маломощных пластов по 0,1—0,4 м, которые, однако, не выдерживаются на больших расстояниях. Они характеризуются скрытокристаллической структурой, а в их составе имеется примесь глинистых частиц и органического вещества. При раскалывании известняки издают неприятный гнилостный запах. Битуминологические анализы (А. И. Левенко и др.) показали в них содержание битумов нефтяного ряда. В аргиллитах и алевролитах встречено три горизонта, содержащих остатки *Phyllopora*. Первый из них обнаружен на расстоянии 30 м от основания толщи. Из наших сборов определены: *Ulugkemia sajanensis* Navoj., *Euestheria turvaensis* Navoj., *Pseudestheria extrema* Navoj., *P. plicata* Navoj. Кроме того, из сборов И. М. Варенцова определены *Ulugkemia minusensis* Navoj., *Ul. bobrovi* Navoj., *Euestheria consummata* No-

voj., *Pseudestheria tuvincorum* Novoj., *Ulugkemia obruchevii* Novoj.

В песчаниках и алевролитах содержатся многочисленные плохо сохранившиеся растительные остатки. В известняках и аргиллитах найдены чешуи рыб *Osteoleptidae* sp. ind. и *Palaeniscoidae* cf. *Moythomasia* (опр. Д. В. Обручева). Мощность 120 м.

3. Песчаники розовато-серые, зеленовато-серые, красно-бурые среднезернистые и мелкозернистые, полимиктовые, тонкоплитчатые. Прослойки известняков и аргиллитов встречаются редко. В песчаниках обнаружены чешуи рыб. Мощность 50 м.

4. Песчаники лиловые и темно-зеленые мелкозернистые и среднезернистые с прослоями темно-серых алевролитов, в которых содержатся обильные остатки *Phyllopoda*, определенные как *Pseudestheria pogrebovi* (Litk.) Ps. *folfax* Novoj., *Ps. tuvincorum* Novoj., *Asmussia covexdorsum* Novoj., *Sphaerestheria celsa* Novoj. Мощность 40—60 м.

В западном направлении наблюдается некоторое изменение в строении свиты. В районе оврага Левый Кара-Суг в ее составе появляются породы, окрашенные в красные тона. Особенно характерны сургучно-красные алевролиты и аргиллиты, придающие обнажениям пестрый вид.

В основании свиты прослеживается 0,5-метровый пласт черного пелитоморфного известняка, содержащего мелкие (0,5—1,0 см в поперечнике) гальки кварца, полевого шпата и кремня. Местами они скопляются и образуют линзы конгломерата. Этот пласт известняка характерен для основания свиты и прослеживается на расстоянии нескольких десятков километров.

В залегающих выше пестроцветных алевролитах и аргиллитах совместно с остатками листоногих обнаружена, по определению Е. И. Ивановой, створка *Spiriferidae*.

По северному склону горы Боя-Даг (район речки Барык) наблюдается резко сокращенный разрез илеморовской свиты. Он представлен красноцветными песчаниками и алевролитами.

1. На породах нижнего кембрия резко несогласно залегает темно-серый пласт микрозернистого известняка, содержащего мелкие гальки кварца, кремня и сланцев. Выше известняк переходит в гравелиты с черным известковистым цементом. Мощность 2—4 м.

2. Зеленовато-серая брекчия, состоящая из обломков кварца, розового полевого шпата и халцедона. Обломки прочно скреплены зеленоватым карбонатно-глинистым цементом. Мощность 0,5 м.

3. Песчаники красные, розовые, красно-бурые, реже зеленые, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами такой же окраски. Крупнозернистые разности песчаников имеют подчиненное значение. Песчаники состоят из полуокатанных зерен кварца, полевого шпата, кремня и основных эффузивов. Зерна сильно корродированы и покрыты железистой пленкой. Цемент карбонатный или железисто-глинистый. Мощность 105 м.

Общая мощность илеморовской свиты 110 м.

По южному склону горы Куу-Даг наблюдается несколько иной разрез.

1. На красноцветных атакшильских конгломератах залегает пачка мелкогалечных конгломератов, окрашенных в серый и зеленовато-серый цвет. Гальки конгломерата состоят из кварца и кремня, реже основных и кислых эффузивов, серых известняков и песчаников. Размеры галек 1—4 см в поперечнике. Окатанность плохая или средняя. Цемент карбонатный. К основанию пачки приурочены линзы и стяжения темно-серых известняков. Мощность 7 м.

2. Песчаники зеленовато-серые и серые мелкозернистые и среднезернистые, чередующиеся с прослоями полосчатых алевролитов и темно-серых пелитоморфных известняков. В известняках встречены чешуи рыб, а в прослоях аргиллитов найдены раковины листоногих ракообразных. Мощность 200 м.

3. Песчаники желто-серые и темно-серые, средне- и крупнозернистые. Среди крупнозернистых разностей присутствует большое количество растительного детритуса и плохо сохранившиеся остатки флоры, из которых А. Р. Ананьев определил *Protolapidodendron* sp. cf. *P. scharyanum* Krejci. В зеленоватых аргиллитах встречены раковины листоногих ракообразных. Мощность 120 м.

Общая мощность свиты 230 м.

При сравнении описанных двух разрезов, расположенных друг от друга на расстоянии всего 7—8 км, намечается их существенное различие.

В разрезе горы Боя-Даг преобладают песчаники и алевролиты, окрашенные в красные тона. В районе горы Куу-Даг красноцветная окраска пород почти исчезает, а основную роль играют зеленовато-серые и желтые песчаники. Быстро изменяется и мощность свиты от 110 до 230 м.

Уюкская свита. К уюкской свите относится верхняя часть усть-уюкской формации, выделенной ранее И. П. Рачковским.

В типичных разрезах свита представлена красноцветными песчаниками и алевролитами, чередующимися с отдельными линзами мелкогалечных конгломератов. Породы окрашены в коричневато-лиловые и лиловые тона; серая и зеленоватая окраска пород наблюдается только в нижней половине разреза. Нижняя граница уюкской свиты проводится в той части разреза, где происходит постепенная смена сероцветных пород илемовской свиты на красноцветные песчаники.

Отчетливый разрез свиты прослеживается к северу от урочища Кызыл-Джара, где он имеет следующий вид (снизу).

1. Песчаники лиловые и коричневые среднезернистые, чередующиеся с коричневатыми, зеленовато-серыми или шоколадными алевролитами, реже алевролитистыми аргиллитами. Песчаники состоят из зерен кварца, полевого шпата и темноцветных минералов с примесью большого количества плохо окатанных обломков эффузивов. Цемент карбонатный, сильно загрязненный железистыми примесями.

В тонкоплитчатых параллельно-слоистых алевролитах встречаются остатки листоногих, определенных, как *Asmussia murchisoniana* (Jones), *As. convexdorsum* (?) Novoj., а также *Sphaerestheria celsa* Novoj. *Pseudestheria tuvincorum* Novoj. Мощность 110 м.

2. Песчаники лиловые среднезернистые и крупнозернистые, диагонально-слоистые, чередующиеся с редкими прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность 90 м.

Общая мощность свиты 200 м.

Уюкская свита хорошо развита в районе речки Барык, но ее разрез там несколько отличается от описанного выше, так как он складывается в основном гравелитами и мелкогалечными конгломератами из гальки основных эффузивов, кремня, песчаников и кремнистых сланцев. В виде отдельных включений встречаются удлиненные стяжения темно-серых скрытокристаллических известняков с неровной ноздреватой поверхностью. Мощность 110 м.

В Уюкском хребте мощность свиты 250—300 м, причем в ее составе появляется значительное количество серых и зеленоватых песчаников и алевролитов.

Нерасчлененные илеморовская и уюкская свиты. В районе хребтов Западный Танну-Ола и Бьерт-Даг разделить живетский ярус на илеморовскую и уюкскую свиты не представляется возможным из-за преобладающей сероцветной окраски пород, хотя и прекрасно обнаженных южнее урочища Бай-Булун (рис. 7).

К югу и западу от ключа Кулузун разрез имеет следующий вид (снизу).

1. Непосредственно на красно-бурых конгломератах атакшильской свиты без следов углового несогласия залегают серые мелкогалечные конгломераты, переходящие выше в грубозернистые, а затем и мелкозернистые лиловато-серые полосчатые песчаники. Мощность 35 м.

2. Песчаники серые и зеленовато-серые, среднезернистые, карбонатные, чередующиеся с пластами зеленовато-серых и фиолетовых плотных известняков. Зерна песчаника состоят из кварца, полевого шпата, кремня, реже встречаются слабоокатанные обломки эффузивов. Известняки плотные с включениями зерен кварца и полевых шпатов. Мощность 20 м.

3. Песчаники красно-бурые, лиловые и фиолетовые средне- и крупнозернистые, чередующиеся с отдельными прослоями зеленовато-серых, серых и шоколадных алевролитов и аргиллитов. Песчаники образуют пласты по 20--30 см. Слоистость косая, обычно слои имеют вид небольших слабо изогнутых линз, обращенных выпуклостью вниз. Зерна песчаника состоят из кварца, полевых шпатов и эффузивных пород. Цемент карбонатный или кремнистый. Нередко вокруг зерен прослеживаются железистые пленки.

В основании толщи в алевролитах встречены редкие раковины листоногих, определенные Н. И. Новожиловым, как *Pseudestheria follax* Novoj., *Ps. plicata* (Lutk.), а также чешуи рыб *Osteolepidae* sp. Из растительных остатков А. Р. Ананьев определил *Barandainopsis Beliakovii* Krisht gen. et sp. nov. Мощность 120 м.

4. Известняк темно-серый пелитоморфный. При ударе издает неприятный запах. Остатки *Osteolepidae* sp. Мощность 10 м.

5. Песчаники зеленовато-серые и лиловато-серые мелко- и среднезернистые, косослоистые. Преобладает тонкая линзовидная слоистость. Зерна состоят из кварца, кремня, полевых шпатов и основных эффузивов. Среди песчаников встречаются отдельные слои (по 0,2—0,6 м) голубовато-серых пепловых туфов с тонкой параллельной слоистостью, а в виде прослоев по 10—15 см выделяются темно-серые известняки. Мощность 90—95 м.

6. Чередование желтовато-и зеленовато-серых и лиловых кварцевых известковистых песчаников, среди которых преобладают средне- и крупнозернистые разности. Хорошо развита грубая косая слоистость.

В песчаниках много растительного детритуса, значительно реже встречаются части стволов и ветвей растений. Из собранных остатков А. Р. Ананьев определил *Protolepidodendron* sp. cf. *P. scharyanum* Krejci — вид известный из живетских слоев Богемии, Шотландии, Китая и Минусинской впадины.

В верхней части толщи в прослоях зеленых алевролитов собрана фауна листоногих (опр. Н. И. Новожилов): *Ulugkemia minusensis* Novoj., *Ul. sajanensis* Novoj., *Ul. bobrovi* Novoj., *Ul. chini* Novoj., *Pseudestheria plicata* (Lutk.), *Ps. follax* Novoj., *Ps. pogrebovi* (Lutk.), которая, согласно заключению Н. И. Новожилова, характерна для нижней половины живетского яруса (илеморовская свита). Мощность 200 м.

7. Переслаивание зеленовато-серых крупно- и среднезернистых песчаников с темно-зелеными алевролитами и аргиллитами. Песчаники тонкослоистые, на поверхностях напластования отмечаются знаки волновой ряби. Мощность пластов песчаников измеряется метрами, тогда как алевролиты и аргиллиты образуют прослои по 10—50 см.

По составу песчаники кварцево-полевошпатовые с примесью зерен эффузивов, кремня, халцедона и аксессуарных минералов. Цемент кремнистый или карбонатный. Мощность 180 м.

В нижней половине толщи встречен следующий комплекс фауны листоногих. *Asmussia membranacea* Pacht., *Erisopsis impedita* Novoj., *Pseudestheria plicata* (Lutk.), *Ps. pogrebovi* (Lutk.), в верхней половине — *Asmussia murchisoniana* (Jones), *As. vulgaris* (Lutk.), *As. membranacea* Pacht., *Pseudestheria pogrebovi* (Lutk.), *Pseudestheria* sp. *Sphaerestheria celsa* Novoj., *Brachystheria orbiculata* Novoj., *Erisopsis* sp., *Ulugkemia* sp.

Н. И. Новожилов считает, что данный комплекс указывает на принадлежность вмещающих его слоев к самым верхам живетского яруса или даже низам франского.

Из остатков растений А. Р. Ананьев определил условно вид *Archaeosigillaria primaeva* White.

8. Пачка зеленовато-серых, розоватых и светло-серых песчаников и окремненных аргиллитов, хорошо выделяющаяся в рельефе в форме гряды.

Состав песчаников кварцево-полевошпатовый, сравнительно редко встречаются зерна эффузивов. Цемент кремнисто-карбонатный. В окремненных аргиллитах обнаружены остатки листоногих *Asmussia* sp., *Pseudestheria* sp., *Ulugkemia* sp. Мощность 5 м.

Общая мощность разреза 600—650 м.

Для целей геологического картирования описанный нами разрез был разделен на следующие три толщи, которые отчетливо прослеживаются на значительном расстоянии.

1. Толща зеленых, серых и лиловых песчаников и алевролитов с прослоями известняков. Алевролиты содержат редкие остатки листоногих. Мощность 270—280 м.

2. Желто-серые песчаники с растительным детритусом. Мощность 200—210 м.

3. Чередование зеленых и серых песчаников и алевролитов, содержащих остатки листоногих. Мощность 180—200 м.

Состав и мощности большинства пачек изменчивы. Установлено, что прослой известняков не могут служить хорошими маркирующими горизонтами. Выделенные три толщи отчетливо прослеживаются в хребте Западный Танну-Ола.

Анализ фауны листоногих показывает, что в верхней части описанного разреза присутствуют представители рода *Asmussidae*.

Согласно представлениям Н. И. Новожилова, род *Asmussidae* характеризует верхи живетского яруса.

В районе хребтов Бьерт-Даг и Западный Танну-Ола выделить из разреза красноцветную уюкскую свиту нельзя, так как весь живетский ярус сложен здесь преимущественно сероцветными породами, в то же время возрастные аналоги илеморовской и уюкской свит можно наметить по фауне листоногих.

Верхний девон

Верхнедевонские образования на исследованной территории развиты широко. Они слагают осевую часть Уюкского хребта, склоны гор Кербес и вершины хребта Бьерт-Даг.

Впервые верхнедевонские отложения в Туве были выделены В. П. Масловым, который в 1947 г. в районе урочища Кызыл-Джара обнаружил остатки рыбы *Bothriolepis* sp.

Верхний девон представлен в основном красноцветными песчаниками и конгломератами; только его средняя часть сложена серыми и лиловато-серыми известняками и мергелями.

В составе верхнедевонских пород в Центральной Туве выделяются свиты (снизу): бегрединская, кохайская и джаргинская свиты.

Нижняя и верхняя границы отдела выражены недостаточно отчетливо. За его основание принимают пачку красноцветных конгломератов мощностью 20—50 м. Верхняя граница проводится в той части разреза, где происходит постепенная смена красноцветной окраски на сероцветную.

Бегрединская свита. Свое название свита получила по имени правого притока Бий-Хема — р. Бегреды. Свита сложена красно-бурыми и лиловатыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с отдельными редкими линзами пелитоморфных и песчаных известняков. До последнего времени в породах свиты не найдено каких-либо ископаемых органических остатков и к франскому ярусу она отнесена на основании стратиграфического положения.

Полный, но не во всех частях хорошо обнаженный разрез свиты прослеживается в урочище Кызыл-Джара в 3 км к северу от горы Поштаг, где непосредственно на песчаниках и гравелитах уюкской свиты залегают (снизу):

1. Конгломерат красно-бурый и красный мелкогалечный. Гальки плохо окатаны, величина их от 2 до 4 см в диаметре; состоят они из основных и кислых эффузивов, красных алевролитов, песчаников, известняков с остатками фауны силура, а также хорошо окатанного белого кварца, кремня, сланцев и других пород. Сортированность грубая, промежутки между гальками заполнены мелкими обломками пород и крупными песчаниками. Цемент песчано-известковый, крепкий. Мощность 50 м.

2. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники красно-бурого цвета. Гальки имеют угловатую форму. Их размеры колеблются от 0,5 до 2,0 см в поперечнике. В составе галек преобладают эффузивные породы, сланцы и молочно-белый кварц. Сортированность слабая, иногда наблюдается неотчетливо выраженная косая слоистость. Конгломераты залегают в форме крупных линз и пластов, которые нередко прослеживаются по простираанию на расстоянии нескольких километров. Мощность 100—120 м.

3. Песчаники красно-бурые и красные крупно- и среднезернистые, толстоплитчатые, переслаивающиеся с отдельными пластами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Породы карбонатны, местами появляются стяжения или маломощные прослои (по 10 см) голубоватых или серых известняков. Для песчаников характерно непостоянство состава, разномасштабность, плохая сортированность и присутствие обломков эффузивных пород. Мощность 110 м.

Общая мощность свиты 260—280 м.

По направлению к югу мощность свиты заметно возрастает, уменьшается количество прослоев конгломератов, основную роль начинают

играть песчано-гравелитовые породы. Далее к горам Ак-Таг свита сокращается по мощности еще более и затем выклинивается вовсе.

В Уюкском хребте свита сложена красно-бурыми конгломератами и кирпично-красными песчаниками. Ее мощность в районе речки Кызыл-Хак, по данным Я. С. Зубрилина, — 400 м, а в долине р. Бегреды 350—400 м.

Значительные изменения разреза происходят на левом берегу р. Улуг-Хем. Здесь из состава свиты почти совсем исчезают конгломераты и весь разрез состоит из однообразных среднезернистых песчаников, которые достаточно четко отделяются от подстилающих среднедевонских сероцветных отложений, но не имеют резкой границы с залегающими выше породами кохайской свиты. По южной окраине урочища Бай-Булун, в 1 км к северу от источника Кулузун, описанный нами разрез имеет следующее строение.

1. Песчаники лиловато-бурые и лилово-серые крупно- и среднезернистые грубокослоистые, полосчатые, с включениями галек бурых алевролитов. По составу песчаник кварцево-полевошпатовый с примесью темноцветных минералов. Цемент карбонатный или карбонатно-железистый. Мощность 130 м.

2. Песчаники аркозовые светло-желтые и розовато-желтые, крупнозернистые, сравнительно рыхлые. Кроме кварца и полевого шпата, присутствуют темноцветные минералы, зерна которых хорошо окатаны и скреплены карбонатным цементом. Среди песчаников встречаются отдельные прослои мелкогалечных конгломератов с галькой, состоящей из белого кварца, зеленых алевролитов и бурых песчаников. Размеры гальки от 1 до 2 см в диаметре. Мощность 50 м.

3. Песчаники лиловато-бурые мелкозернистые косослоистые с линзовидными скоплениями бурых галек алевролитов и песчаников. Цемент карбонатный. В верхней части пачки в серых песчаниках наблюдаются редкие прослои (1—2 см) и отдельные скопления черного углистого вещества. Мощность 90 м.

Общая мощность свиты 270—300 м.

Как видно из описанных разрезов, свита характеризуется резкой фацальной изменчивостью на небольших расстояниях. На правобережье р. Улуг-Хем свита хорошо развита; в хребте Бьерт-Даг выделяется менее четко, а в хребте Западный Танну-Ола она не может быть опознана среди мощной серии однообразных песчаников верхнего девона — нижнего карбона. В горах Ак-Таг свита выклинивается, но в Уюкском хребте она появляется снова и достигает там большой мощности.

Кохайская свита. В 1947 г. В. П. Масловым в урочище Кызыл-Джара была выделена «пестроцветная толща», возраст которой на основании остатков рыб устанавливается как верхнедевонский. В дальнейшем В. С. Мелешенко и Я. С. Зубрилин сопоставили «пестроцветную толщу» с кохайской свитой Минусинской котловины.

Кохайская свита в Тувинском прогибе представлена перемежаемостью пестроокрашенных песчаников, мергелей, известняков и алевролитов. По своему составу она резко отличается от подстилающих и покрывающих отложений, хотя границы между ними недостаточно отчетливы.

Полные, хотя и недостаточно обнаженные разрезы, прослежены нами по правому борту речки Кызыл-Хак. По левобережью р. Улуг-Хем и в хребте Западный Танну-Ола свиту невозможно выделить из однообразной песчано-гравелитовой серии осадков верхнего девона — карбона.

В районе урочища Кызыл-Джара, в 3 км к западу от г. Кербес, прослеживается следующий разрез свиты.

1. На лиловых песчаниках бегрединской свиты совершенно согласно залегает 3-метровая пачка светло-серых и голубоватых мергелей с отдельными прослоями черного углистого вещества. Среди мергелей встречаются плохо сохранившиеся обуглившиеся растительные остатки. Мощность 3 м.

2. Известняки серые и темно-серые, реже черные, очень плотные, скрытокристаллические с раковистым изломом, чередующиеся с маломощными прослоями мергелей и алевролитов. Мощность пластов известняков колеблется от 20 до 40 см, а мощность разделяющих их мергелистых прослоев равна 5—10 см. В основании пачки обнаружено около 20 см черных углистых глин. Мощность пачки 16 м.

3. Переслаивание серых, лиловых и красно-бурых песчаников. Серые песчаники мелкозернисты и характеризуются тонкой полосчатой слоистостью. Лиловые и красно-бурые разности косослоисты и содержат включения галек эффузивов, кварца, кремня и других пород.

В отдельных прослоях серых известняков содержатся остатки рыб, среди которых из сборов Я. С. Зубрилина Д. В. Обручевым были определены *Dipterus martianovi* (Obt.). Мощность 105 м.

4. Известняки серые и светло-серые аналогичные известнякам пачки 2. Мощность 12 м.

5. Песчаники зеленовато-серые и бурые средне- и мелкозернистые, тонкополосчатые, чередующиеся с отдельными прослоями и линзами мелкозернистых конгломератов и гравелитов. Редкие прослои пластов серого известняка мощностью по 15—20 см. Мощность пачки 55 м.

6. Известняки светло-серые и зеленовато-серые. Аналогичные известнякам пачки 2. Среди них встречены ожелезненные остатки панцирных рыб *Bothriolepis sibirica* Obt., *Megistolepis klementzi* Obt. Мощность 8 м.

7. Песчаники серые, зеленовато-серые и красно-бурые с подчиненными линзами конгломератов. Встречено несколько пластов серых кремневых песчаников, содержащих ожелезненные остатки рыб *Bothriolepis sibirica* Obt., *Onychodus remotus* (Obt.).

В верхней части толщи прослежены прослои известковых брекчий, обломки которых состоят из серых пелитоморфных известняков. Мощность 70 м.

8. Известняк темно-серый с остатками *Bothriolepis* и *Megistolepis*. Мощность 6 м.

Общая мощность свиты 175 м.

В районе горы Джарга кохайская свита сложена серыми, лиловато-бурыми и бурыми конгломератами, чередующимися с мощными пачками серых известняков, содержащих обильные остатки листоногих рачков.

Общая мощность свиты 200 м.

В среднем течении реки Кызыл-Хак кохайская свита обнажена по правому борту долины и состоит из сероцветных известняков и песчаников, переслаивающихся с лиловыми и красно-бурыми песчаниками и гравелитами. Известняки содержат коричневатые и розовые прожилки кальцита. Для песчаников характерна грубая зернистость, плохая сортированность и включение отдельных крупных галек. Некоторые гальки, располагающиеся в серых сильно известковистых песчаниках, окружены оболочкой серого известняка с характерной концентрической слоистостью. Мощность свиты 250—300 м.

По восточному окончанию Уюкского хребта кохайская свита представлена темно-серыми и серыми известняками, мергелями, темно-корич-

невыми и зелеными алевролитами, мощностью около 200 м. Породы содержат многочисленные остатки листоногих ракообразных.

При сопоставлении отдельных разрезов свиты видно, что в районе горы Джарга разрез свиты представлен наиболее полно. Здесь преобладают сероцветные карбонатные породы. В направлении к горам Ак-Таг мощность свиты быстро сокращается и в ней появляются красноцветные породы. В Уюкском хребте кохайская свита вновь становится сероцветной. В хребте Западный Танну-Ола свита состоит из однообразных песчано-гравелитовых отложений.

Фаменский ярус

К фаменскому ярусу условно относится мощная серия красноцветных песчаников и конгломератов, расположенная между фаунистически охарактеризованными свитами франского яруса и нижнего отдела каменноугольной системы. Отложения довольно однообразны и описываются как единая джаргинская свита.

Джаргинская свита. Переход от кохайской свиты в Джаргинскую обычно происходит постепенно и только в районе гор Ак-Таг наблюдается ее несогласное залегание на более древних породах.

Разрез в районе урочища Кызыл-Джара (западный склон гор Хербес) имеет следующее строение (снизу).

1. Песчаники лиловые и розовато-серые; в нижней части мелкозернистые, крепкие, плитчатые, слабо полосчатые. Выше появляются светлоокрашенные средне- и крупнозернистые разности. По составу песчаники кварцево-полевошпатовые, часто с примесью обломков эффузивных пород и зерен темноцветных минералов. Цемент карбонатно-железистый. В грубозернистых песчаниках широко распространена косая слоистость, тогда как для мелкозернистых разностей обычна слабо выраженная параллельная слоистость, хорошо видная только на выветрелых поверхностях. Мощность 90—110 м.

2. Конгломерат красно-бурый среднегалечный массивный. Галька состоит из удовлетворительно окатанных кислых эффузивов, кремня, белого жильного кварца и розового халцедона. Цемент песчано-карбонатный. Сортированность материала слабая, иногда наблюдается ориентировка плоских галек. В основании пачки конгломерата отчетливо виден разрыв подстилающих ее лиловых песчаников. Мощность 4 м.

3. Песчаники лиловые и красно-бурые мелко- и среднезернистые. Мелкозернистые разности очень крепкие, слегка окремневшие и образуют крупные плиты толщиной по 3—5 см. Подчиненное значение в разрезе имеют отдельные маломощные линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов, а также редкие прослои (по 10—20 см) голубовато-зеленых пелитоморфных известняков. Мощность 300 м.

4. Конгломерат мелкогалечный красно-бурый. Галька конгломератов окатана слабо и часто имеет резко угловатую форму. Почти не наблюдается какой-либо сортированности материала. Галька состоит из песчаников, кварца, кремня серого известняка и разнообразных эффузивов. Вверх по разрезу конгломерат постепенно переходит в лиловато-бурые гравелиты и крупнозернистые песчаники. Мощность 10 м.

5. Песчаники лиловые и красно-бурые, крупно- и среднезернистые, сходные с описанными в слоях 1 и 3. В средней части разреза толщи развито несколько прослоев гравелитов, в состав которых входят обломки эффузивных и глинистых пород. Мощность 75 м.

Общая мощность свиты 480—500 м.

Разрез к северу от утеса Джарга имеет сходное строение, а его мощность колеблется от 350 до 400 м.

По южному склону гор Ак-Таг, в 8 км к западу от оврага Кара-Суг, непосредственно на породы кембрия ложится всего только около 8 м красно-бурых конгломератов с отдельными линзами грубозернистых ко-сослоистых песчаников, причем в составе галек здесь появляются плохо-окатанные обломки известняков с фауной силура, серых песчаников и зеленоватых алевролитов.

В Уюкском хребте джаргинская свита представлена чередованием среднегалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых известковистых песчаников. Характерной чертой является слабая окатанность галек, плохая сортированность материала и однообразный состав пород. Мощность свиты около 600 м.

В районе хребта Бьерт-Даг по литологическим признакам свиту выделить невозможно. Та часть разреза, которая по положению ей соответствует, литологически от нее резко отличается, так как представлена серыми и розоватыми песчаниками с отдельными прослоями гравелитов.

Нерасчлененные кохайская и джаргинская свиты. В районе хребтов Бьерт-Даг и Западного Танну-Ола разделить кохайскую и джаргинскую свиты невозможно, так как соответствующие им по возрасту породы сложены однообразными серыми и лиловатыми песчаниками и гравелитами.

В районе ключа Кулузун бегрединская свита вверх по разрезу сменяется серыми и лиловато-серыми песчаниками с прослоями и линзами известняков, брекчиевидных известняков (рис. 8) и конгломератов. Для этой части разреза характерно присутствие плохо сохранившихся растительных остатков. Мощность толщи 300 м.

Выше следует толща, сложенная лиловато-серыми и красно-бурыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В этой части разреза уже отсутствуют прослои известняков, известковистых брекчий и растительные остатки. Мощность 400—450 м.

Следует отметить, что в нижней толще еще сохраняются некоторые признаки кохайской свиты — серая окраска пород, прослои известняков, растительные остатки. Отдельные признаки джаргинской свиты можно найти и в верхней толще. Однако и они постепенно исчезают в западном направлении. Так, уже в хребте Бьерт-Даг части разреза, соответствующие по положению кохайской и джаргинской свитам, представлены однообразными розовато-серыми крупно- и среднезернистыми песчаниками с линзами конгломератов.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на исследованной площади развиты довольно широко. Большую роль они играют и в строении некоторых других участков Тувинского прогиба. Литологически породы каменноугольного возраста достаточно резко отличаются от подстилающих их девонских образований тем, что в них почти исчезают красноцветные породы и появляется среди них большое количество тонкозернистых сероцветных отложений с примесью пеплового материала.

Их каменноугольный возраст устанавливается на основании редких находок рыб и флоры. Наиболее распространены отложения нижнего отдела; флористически охарактеризованные породы среднего и верхнего отделов появляются только в юго-западных районах Тувы (хребет Западный Танну-Ола).



Рис. 7. Обнажение пород живетского яруса по северному склону хребта Бьерт-Даг. Вдали видны гряды и сопки, сложенные эффузивными породами девона

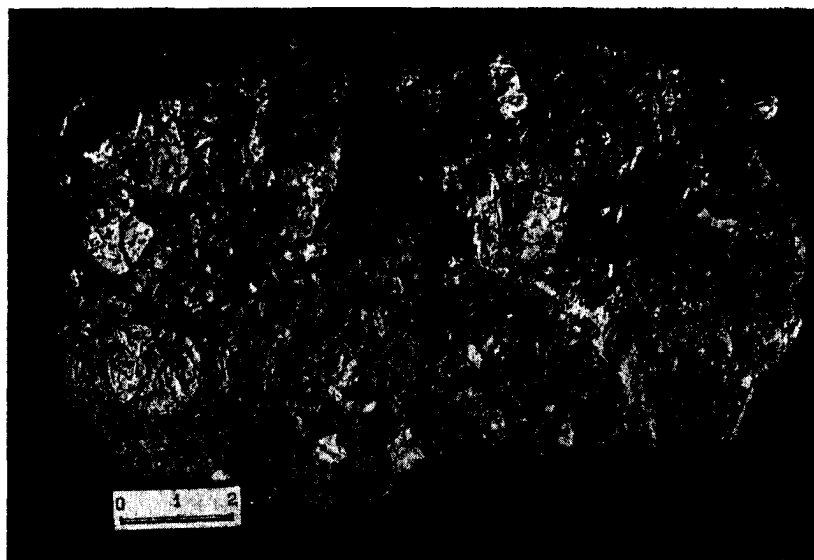


Рис. 8. Известняковая брекчия в верхнедевонских породах

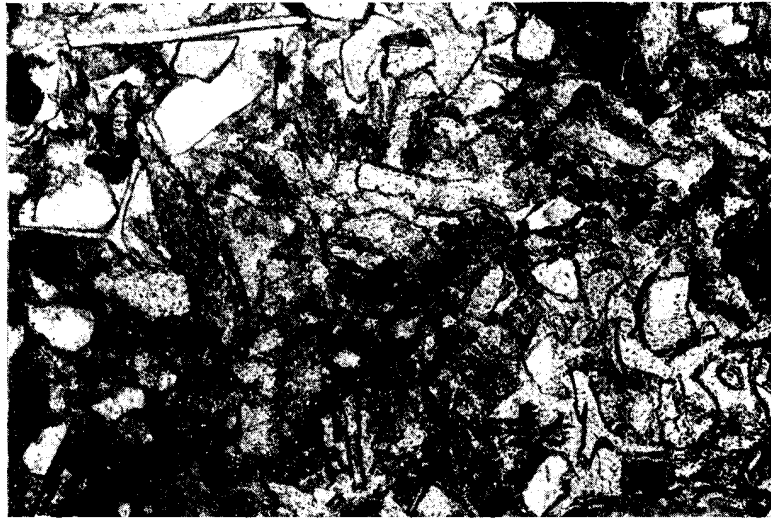


Рис. 9. Туфопесчанник из пород джаринкской свиты. Видны угловатые и серповидные зерна анальцима, захватывающие обломки вулканического стекла. Район гор Ак-Таг, обр. 65/1а, 1953, увел. 90 (без анализатора)

Нижнекаменноугольные отложения

З. А. Лебедева и И. П. Рачковский (1938) выделили в верхней части бейкемского комплекса три крупные литологические формации (снизу вверх): шивеликскую, звенящую и жарикскую. Такое подразделение, по нашему мнению, хорошо отражает строение верхнего палеозоя Центральной Тувы и, по-видимому, нет никакого смысла отказываться от этой простой и удобной схемы. В настоящей работе автор придерживается данного деления, с той лишь разницей, что название формация заменено на свиту (см. табл. 3).

Шивеликская свита. В шивеликскую формацию, согласно определению З. А. Лебедевой, объединялись красноцветные и сероцветные песчаники и конгломераты, лежащие в основании нижнекаменноугольных пород. В дальнейшем нижняя, преимущественно красноцветная, часть формации была выделена в самостоятельную свиту, а верхней сероцветной части Я. С. Зубрилин, А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский присвоили название суглугхемской свиты.

Мы считаем, что нет особой надобности вводить новые названия, а следует сохранить наименование, впервые предложенное З. А. Лебедевой.

Под шивеликской свитой мы понимаем верхнюю, преимущественно сероцветную, часть шивеликской формации, отличающейся от подстилающей жаргинской свиты своей серой окраской и составом слагающих пород. Нижняя, красноцветная часть шивеликской формации отнесена к верхам девона (жаргинская свита).

Шивеликская свита хорошо развита по западному склону гор Кербес, южному подножью гор Ак-Таг, ею сложены склоны хребта Бьерт-Даг. Наиболее характерные разрезы свиты прослеживаются вблизи устья реки Суглуг-Хем и в горах Кербес, где они уже неоднократно описывались рядом исследователей.

Нижняя граница свиты неотчетлива; она фиксируется по смене красноцветных осадков на серые и лилово-серые. В большинстве случаев свита залегает согласно и только иногда в ее основании можно видеть угловое несогласие.

В районе гор Кербес разрез свиты в общих чертах имеет следующее строение пород (снизу).

1. Песчаники розовато-серые, средне- и крупнозернистые, косослоистые с линзами и прослоями среднегалечного конгломерата. Песчаники аркозовые, причем кварц составляет 60—70% всех зерен, зерна окатаны удовлетворительно, цемент карбонатный и карбонатно-глинистый.

Конгломерат залегает обычно в виде линз мощностью по 3—5 м. Галька хорошо окатана, по форме слегка уплощена. Она состоит из эффузивов, гранита, кремня, песчаников и сланцев. Преобладают кислые эффузивы, которые, по данным А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченского, составляют 60% общего количества галек. Мощность 250 м.

2. Песчаники лиловые, средне- и мелкозернистые, крепкие, зерна состоят из кварца, полевых шпатов и эффузивов. Цемент кремнистый, реже карбонатный. Внутри выделяется 20-сантиметровый прослой голубовато-серого скрытокристаллического известняка. Мощность 50 м.

Общая мощность свиты 300 м.

В районе Жаргинской антиклинали и у устья реки Суглуг-Хем разрез выглядит несколько иначе. Здесь появляется большое количество конгломератов и гравелитов. А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский выделяют 13 горизонтов конгломератов, чередующихся с кососло-

стыми желтовато-серыми песчаниками, причем в основании каждого горизонта они предполагают межформационный размыв.

В верхах свиты располагается 10-метровый слой голубовато-серых пелитоморфных известняков, в котором И. В. Кузнецовым, А. И. Левенко и С. К. Талдыкиным были собраны остатки рыб, определенные Д. В. Обручевым, как *Strepsodus sibiriacus* Chab. и *Rhizodopsis savenkovi* Obg. Эти формы характерны для быстринской свиты нижнего карбона Минусинской впадины.

По западным отрогам хребта Бьерт-Даг шивеликская свита имеет сходные черты с ее разрезами в горах Кербес и утесе Джарга. Здесь на красноцветных верхнедевонских песчаниках лежат розовато-желтые и серые косослоистые крупнозернистые песчаники, конгломераты и гравелиты общей мощностью в 240 м.

Несколько иное строение имеет разрез шивеликской свиты в районе гор Ак-Таг, Суглугхемской антиклинали и к югу от урочища Тойлуг. В горах Ак-Таг по южному крылу Карасугской антиклинали непосредственно на песчаниках силура трансгрессивно и с резким несогласием залегают:

1. Грубозернистые кварцево-полевошпатовые косослоистые карбонатные песчаники лилового-серого цвета. Мощность 6 м.

2. Песчаники лиловые мелкозернистые крепкие с кремнистым цементом. Мощность 9 м.

В этом разрезе мощность шивеликской свиты резко сокращена, а конгломераты и гравелиты из нее вовсе исчезли.

В ряде мест шивеликская свита отсутствует, а вышележащая звенящая свита карбона непосредственно залегает на более древних отложениях вплоть до кембрия. Такие соотношения прослеживаются в районе р. Тебек, в горах Куу-Даг и Боя-Даг, по среднему течению реки Сенек, по восточной окраине урочища Бай-Булун и в районе р. Элегест.

Наиболее полные разрезы шивеликской свиты находятся в районе гор Кербес, утесе Джарга и хребта Бьерт-Даг. По направлению на север и запад мощность ее сравнительно быстро сокращается до 10—15 м, а в отдельных пунктах свита выпадает совсем.

Звенящая свита впервые была описана И. П. Рачковским и З. А. Лебедевой (1938) под названием «звенящей формации». В дальнейшем А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский разделили ее на две самостоятельные свиты — хербескую и актагскую. Такое деление является искусственным, так как отличия между нижней и верхней частью разреза сравнительно невелики и при геологическом картировании между ними трудно провести границу.

Звенящая свита в литологическом отношении довольно своеобразна. В ней сочетаются мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, тонкие туфы и туффиты. Для всех пород характерно присутствие пеплового материала и значительное окремнение. При движении по осыпи окремневшие плиты издают характерный звон, в связи с чем свита и получила свое название. В нижней половине разреза свиты обычно преобладают желтовато-серые и серые тона, а в верхней — зеленовато-серые.

Разрез звенящей свиты в районе гор Ак-Таг имеет следующее строение (снизу).

1. На лиловых песчаниках шивеликской свиты залегают зеленовато-серые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники, образующие плиты по 1—3 см. В состав песчаников входят отдельные рассеянные мелкие гальки (0,5—1,0 см) кремня, кварца и кремнистых сланцев. Цемент кремневый. Мощность 8 м.

2. Песчаники и алевролиты желтовато-серые, зеленовато-серые и светло-серые с прослоями тонких (0,2—0,3 м) кремневых и желтых туфов. Для песчаников характерна тонкая волнистая слоистость. В некоторых разностях мелкозернистых песчаников наблюдается тонкий крап — округлые желтые крапинки по 0,5—1,0 мм, отчетливо выделяющиеся на грязно-зеленом фоне породы.

Песчаники и алевролиты образуют слои толщиной по 1—3 см. На поверхности слоев часто можно видеть мелкие волноприбойные знаки и своеобразные иероглифы, в виде веретенообразных валиков, соединенных друг с другом в причудливые узоры, напоминающие сетку. Вероятнее всего, происхождение этих узоров следует объяснять растрескиванием дна водоема и последующим заполнением трещин тонким илистым материалом.

Среди желто-серых песчаников часто встречаются отпечатки обескореженных стволов древовидных растений, нередко с утолщением к основанию. Из собранных нами многочисленных отпечатков М. Ф. Нейбург определила *Lepidodendron* sp. и *Knorria*. Мощность 190 м.

Микроскопические исследования показали, что в состав песчаников входят зерна кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также небольшое количество эпидота, рудного минерала, хлорита и циркона. Окатанность удовлетворительная, но нередко встречаются и угловатые зерна. Цемент халцедоновый, глинистый и карбонатно-глинистый.

В некоторых разностях песчаников присутствует тонкий пепловый материал. Отдельные частицы пепла образуют тонкие иглоподобные и серповидные формы. Кремневые и фарфоровидные прослои туфов под микроскопом представляют тонко раскристаллизованный хлорито-халцедоновый агрегат, иногда наблюдается слабо заметная тонкая слоистость. Химический анализ туфа (в %) характеризует его кислый состав:

SiO ₂	74,22	FeO	0,52
TiO ₂	следы	MnO	0,01
Al ₂ O ₃	13,05	CaO	1,22
Na ₂ O	0,50	MgO	0,14
K ₂ O	8,84	H ₂ O+	0,17
P ₂ O ₅	0,41	H ₂ O-	0,10
Fe ₂ O ₃	0,69	CO ₂	0,82

100,69

3. Зеленовато-серые, серые и розовато-серые алевролиты и аргиллиты, образующие пласты по 30—40 см толщиной; слоистость выражена слабо, характерно сильное окремнение породы. Отмечаются отдельные прослои тонких туфов и туффитов. Мощность 60 м.

4. Зеленовато-серые, серые и темно-зеленые песчаники, алевролиты и аргиллиты с лиловыми разводами и пятнами. Подчиненное значение имеют серые песчаные и глинистые известняки. Мощность 110 м. Для алевролитов и аргиллитов характерно присутствие тонких трубочек (диаметром 0,1—0,2 см), пронизывающих всю породу и выполненных кальцитом. При выветривании кальцит растворяется и порода приобретает пористый вид.

Состав кластического материала кварцево-полевошпатовый, обычна примесь тонких пепловых частиц. Туфовый материал нередко занимает 20—30% всего состава породы.

Общая мощность свиты 370 м.

Более полный разрез звянящей свиты прослеживается в 8 км к юго-востоку от ключа Кулузун. В настоящей работе приводится его сокращенное описание по данным В. В. Волкова (снизу вверх).

4*

1. Песчаники розовато-серые грубозернистые с редкой плохо окатанной галькой красных и красно-бурых кремней, зеленых алевролитов и разнообразных эффузивов. Местами песчаники переходят в мелкогалечные конгломераты с песчано-карбонатным цементом. Мощность 4 м.

2. Песчаники и алевролиты зеленовато-серые, светло-серые, реже фиолетовые и бурые. Породы тонкополосчатые, иногда крапчатые. На плоскостях напластования встречаются многочисленные иероглифы. Среди песчаников можно видеть обломки зеленых алевролитов.

К нижней половине описываемой части разреза приурочены прослой мощностью по 0,3—0,5 м светло-серых и белых фарфоровидных тонких туфов. Мощность 75 м.

3. Песчаники и алевролиты розовато-серые, мясокрасные, зеленовато-серые, желтовато-розовые мелкозернистые, плитчатые, крепкие. Слоистость песчаников тонкая, алевролиты характеризуются слабо выраженной слоистостью. Некоторые разности песчаников отличаются повышенной карбонатностью. Среди пород встречены отдельные прослой зеленых туффов. Мощность 40 м.

4. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые с красноватым оттенком, плитчатые, крепкие тонкослоистые. Мощность 100 м.

5. Песчаники темно-розовые, мелкозернистые, плитчатые, крепкие, со слабо выраженной слоистостью. Мощность 158 м.

6. Чередование темно-серых песчаников и алевролитов с отдельными прослоями розовато-серых и красно-бурых песчаников. Песчаники и алевролиты известковистые с отчетливой тонкой волнистой слоистостью. Мощность 193 м.

Общая мощность 500—570 м.

Для разреза звенящей свиты хребта Бьер-Даг характерно присутствие несколько большего количества песчаников, чем в районе гор Ак-Таг, а также появление красноватых и розоватых окрасок.

Детальные петрографические исследования звенящей свиты, проведенные А. М. Данилевым и Н. Н. Предтеченским, показывают, что весь разрез свиты характеризуется многими общими чертами. Основными составными частями пород являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, реже обломки основных и кислых эффузивов, микрокварцитов, известняков. Обычны эпидот, рудный минерал, апатит, чешуйки слюды и хлорита, реже встречаются циркон, гранат и турмалин.

Цемент породы кремнистый, глинистый и известково-глинистый с примесью фосфатных минералов и цеолитов. Фосфат и цеолиты (анальцим) особенно часто присутствуют в известково-глинистом цементе, где фиксируются в виде неправильных по форме и незакономерно распределенных участков среди глинистой и известково-глинистой массы.

В верхней половине разреза звенящей свиты намечается заметное увеличение содержания фосфатов и карбонатов, часто встречается флюорит, обычен цеолитовый цемент, но общий состав и акцессорные минералы остаются те же, что и в нижней половине свиты. Такое сходство состава указывает, что единство свиты заключается не только во внешних признаках, но и в вещественном составе слагающих пород.

Ископаемые остатки в свите встречаются сравнительно редко. Чаше всего обнаруживаются отпечатки папоротникообразных растений. З. А. Лебедева отмечает находку раковин, напоминающих створки брахиопод.

В осыпи утеса Джарга А. Л. Лосев нашел остатки рыб, которые, по определению Д. В. Обручева, принадлежат к подсемейству *Palaeonis-*

coidae. В районе р. Тебек встречены отпечатки *Rhobdodenderma* sp., а вблизи урочища Кызыл-Джара А. Я. Осиповым были собраны остатки, отнесенные к роду *Elonichthyidae* sp.

Джарикская свита на исследованной нами площади используется сравнительно нешироким распространением. Неполный ее разрез прослеживается к югу от речки Тебек и по восточному склону гор Кербес. Кроме того, она обнажается в районе хребтов Бьерт-Даг и Западный Танну-Ола.

Свита представлена средне- и мелкозернистыми коричневато-бурыми и лиловато-бурыми песчаниками, чередующимися с отдельными прослоями алевролитов и песчанистых известняков.

В горах Ак-Таг разрез свиты представлен лиловатыми среднезернистыми песчаниками с отдельными прослоями бордовых алевролитов. Песчаники образуют плиты толщиной по 2—5 см. Слоистость тонко полосчатая, с шириной полосок 0,3—0,5 см.

Кроме зерен кварца и полевых шпатов, присутствуют угловатые, а иногда и серповидные, изотропные зерна анальцима. Цемент песчаника анальцимовый (рис. 9). Большинство зерен покрыто железистой пленкой, благодаря которой угловатые очертания анальцима выступают особенно отчетливо. Можно полагать, что анальцим замещает обломки вулканического стекла. Видимая мощность 40 м.

В горах Кербес свита представлена среднезернистыми лиловыми полимиктовыми песчаниками. К верхней части разреза приурочены отдельные линзы песчанистых известняков. Мощность 250 м.

К югу от ключа Кулузун джарикская свита сложена красно-бурыми песчаниками и алевролитами. Изредка встречаются прослои загрязненных известняков. Мощность свиты 350—400 м.

Вообще для джарикской свиты характерно преобладание мелкозернистых и среднезернистых песчаников над алевролитами. Зерна кварца и полевых шпатов окатаны несколько лучше, чем в нижележащей звенящей свите. Для нижней половины разреза отмечается большое количество туфогенного материала. А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский указывают на резкое уменьшение туфогенных пород вверх по разрезу.

В центральных районах Тувы джарикской свиты оканчивается разрез каменноугольных отложений. Однако в юго-западной части Тувы разрез надстраивается. В хребте Западный Танну-Ола над красноцветными джарикскими песчаниками залегает актальская свита, сложенная серо-зелеными песчаниками и алевролитами. Над ней залегают красноцветные осадки, объединяемые в молдыхемскую свиту. Возраст этих свит на основании растительных остатков определяется как нижнекаменноугольный.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения

Отложения среднего и верхнего отдела каменноугольной системы установлены в Онкажинской мульде, но, по-видимому, их можно выделить и в соседней Актальской мульде. Все они объединяются в онкажинскую свиту, представленную разнообразными конгломератами, ржаво-серыми и серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменного угля.

По данным А. Л. Лосева, в основании свиты залегает 100-метровая толща конгломерата, лежащего непосредственно на нижнекаменноугольных отложениях. Выше следует толща, состоящая из переслаивания ко-сослоистых песчаников, прослоев и линз алевролита, тонких пропластков аргиллита. В средней части этой толщи преобладают мелкозерни-

стые песчаники и алевролиты, в верхней и нижней — грубозернистые разности песчаников и прослои конгломератов. Угольные пласты рабочей мощности, количество которых достигает девяти, связаны с верхними и нижними частями толщи. Общая мощность онкажинской свиты составляет 380 м в западном направлении она сокращается до 330 м.

Ископаемая флора средних и верхних горизонтов свиты, по определениям М. Ф. Нейбург, представлена *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Noeggerathiopsis Theodori* Zal., *Angaridium* sp. и др. На основании анализа фауны М. Ф. Нейбург (1950) параллелизует онкажинскую свиту с нижебалахонской подсвитой Кузнецкого бассейна, относящейся по возрасту к среднему и верхнему отделам каменноугольной системы.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения приурочены к центральной части Тувинской котловины, где их мощность составляет 1500 м. Небольшие площади развития юры прослеживаются в районе р. Элегест и рек Барык, Сенек, Онкаажа.

Юрские отложения почти повсеместно лежат трансгрессивно и со слабым угловым несогласием на различных горизонтах каменноугольной системы. Местами они переходят и на более древние образования, причем в таких случаях несогласие проявляется более отчетливо.

Породы юры литологически резко отличаются от подстилающих отложений. Они представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с отдельными пластами рабочего угля. Среди песчаников преобладают грубозернистые разности, широко развита косая слоистость.

Стратиграфическая схема юрских отложений Тувы была разработана А. Л. Лосевым (1955), который выделил четыре свиты (снизу вверх): элегестскую, эрбекскую, салдамскую, бомскую.

Элегестская свита выходит на поверхность только в районе устья реки Меджигей. Она сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. К средней части свиты приурочен угольный пласт мощностью около 1,70 м.

Породы элегестской свиты залегают со слабым азимутальным несогласием на осадках нижекаменноугольного возраста.

Эрбекская свита широко развита вдоль периферии Кызыльской угленосной мульды. Осадками свиты также выполнены небольшие синклинали в районе рек Барык, Суглуг-Хем и Онкаажа. Эрбекская свита отличается непостоянством своего состава и мощности. На подстилающих породах карбона она повсеместно залегает со слабым азимутальным несогласием.

В западной части Кызыльской мульды (район реки Эрбек) свита складывается песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых прослеживается до пяти пластов угля рабочей мощности. В ее основании лежит пачка зеленовато-бурых конгломератов, достигающая мощности в несколько десятков метров. Мощность свиты 350—430 м. В направлении к северу мощность свиты увеличивается и по северо-западной окраине мульды достигает 500—600 м. В ее основании залегает среднегалечный конгломерат мощностью около 200 м.

По восточной окраине мульды (район р. Каа-хем) мощность свиты равна 550 м, причем на долю базальных конгломератов приходится 250 м, а остальное на песчано-глинистые породы. В юго-западной части

бассейна (район р. Элегест) в нижних горизонтах свиты также присутствуют мощные пачки конгломератов.

В породах свиты найдены обильные растительные остатки, на основании которых В. Д. Принада сопоставляет ее с средне-юрскими осадками Кузнецкого бассейна.

Солдамская свита занимает значительную площадь Кызыльской мульды. Свита складывается мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями углистых аргиллитов, мергелистых и кремнистых известняков и углей. В породах свиты встречаются остатки пластинчатожаберных и споры.

Бомская свита развита только в центральной части Кызыльской мульды. На солдамской свите она залегает с небольшим угловым несогласием и базальным конгломератом в основании. Слагается разнообразными песчаниками и алевролитами; конгломераты играют незначительную роль. Органических остатков не найдено.

В 1958 г. П. П. Тимофеев, критически пересмотревший схему А. Л. Лосева, предложил выделить в составе юрских отложений Тувы всего лишь две свиты: нижнюю — улугхемскую и верхнюю — кызыльскую. Первая свита объединяет элегестскую свиту и нижнюю часть эрбекской (по А. Л. Лосеву), а вторая — остальную часть эрбекской и солдамскую свиту. Границу между улугхемской и кызыльской свитами он предлагает проводить непосредственно выше довольно мощного угольного пласта «Улуг». Согласно данным П. П. Тимофеева, улугхемская и кызыльская свиты имеют байос-батский возраст. Бомская свита, залегающая с разрывом на кызыльской свите, не содержит ископаемых остатков, но учитывая, что уже в кызыльской свите появляются некоторые верхнеюрские виды спор и пыльцы, возраст бомской свиты им условно принимается в интервале верхняя юра—нижний мел.

Глава III. МОРФОЛОГИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

ОБЩИЙ ОБЗОР ТЕКТониКИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Тувинский прогиб в тектоническом отношении представляет крупную герцинскую структуру, сформированную на каледонском складчатом основании. Его строение, история развития и происхождение имеют много общего с расположенной севернее группой впадин Минусинской котловины. Н. С. Шатский (1938), рассматривая структуру Казахской складчатой страны, отметил приуроченность герцинских впадин и прогибов к областям виргации каледонских складчатых систем. Одновременно он обратил внимание на связь впадин Минусинской котловины с виргацией каледонских структур Алтая-Саянской складчатой области. А. Д. Архангельский (1947) также отмечал приуроченность группы минусинских впадин к виргации складок Горной Шории и Западного Саяна.

Как видно даже на мелкомасштабной геологической карте, каледонские складчатые сооружения Горного Алтая и Горной Шории в восточном и северо-восточном направлениях образуют крупный виргирующий пучок складок, обращенный выпуклостью к северу. В Восточном Саяне, у южного края Сибирской платформы, его отдельные ветви сходятся вновь. Согласно с направлением складчатых дуг ориентированы и крупные (глубинные) разломы, выделенные для Алтая-Саянской складчатой области В. А. Кузнецовым (1948, 1954).

Джебашский, Куртушибинский, Восточно-Таннуольский, Батеневский, Солгонский и Аргинский антиклинории являются отдельными ветвями этой виргации. Между ними заключены Тувинский прогиб, Усинская, Южно-Минусинская, Чебаково-Балахтинская и Назаровская впадины.

Форма межгорных впадин и их ориентировка в общем определяется структурой каледонского складчатого основания. Однако, внутренние структуры впадин относительно слабо отражают тектонику фундамента и характеризуются своеобразными чертами глыбовой тектоники. Поэтому впадины являются крупными наложенными структурами, которые от нижнепалеозойского складчатого фундамента наследуют только некоторые основные черты.

Тувинский прогиб по своему строению, характеру выполняющих пород и истории формирования заметно отличается от расположенных севернее впадин Минусинской котловины. Он имеет вытянутую форму, ориентированную согласно с простиранием Западно-Саянской каледонской складчатой области, в то время как форма впадин Минусы приближается к изометричной.

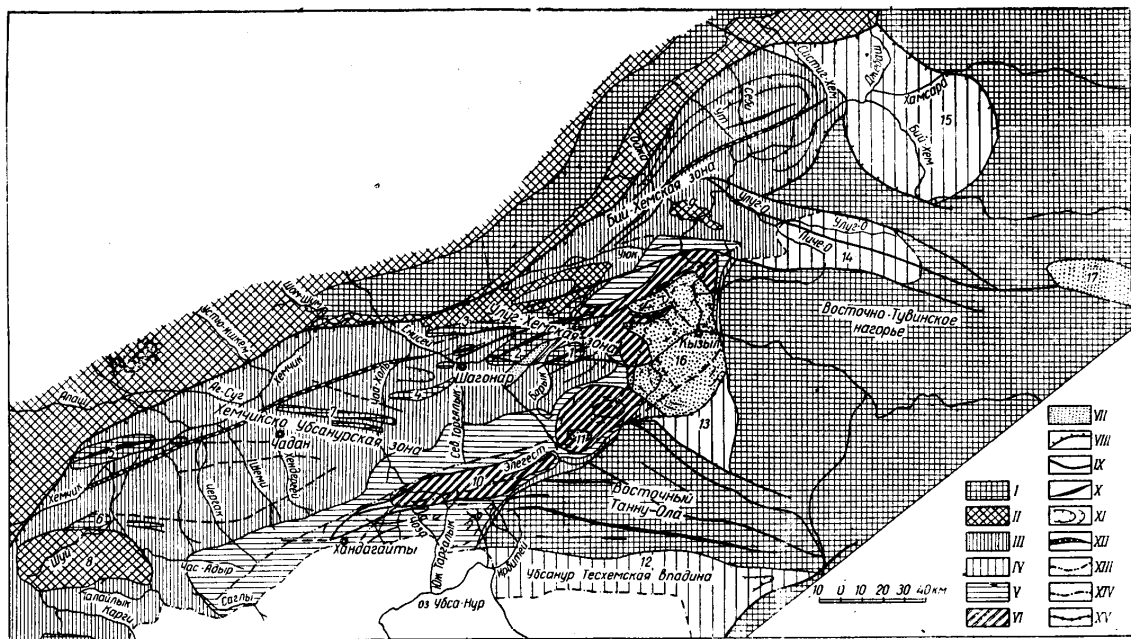


Рис. 10. Тектоническая схема Тувинского средне-верхнепалеозойского прогиба (составил Н. С. Зайцев, 1954 г.):

Породы фундамента прогиба: I — преимущественно нижнекембрийский (в геантиклинальных поднятиях обрамления частью докембрийский) складчатый комплекс; II — верхнекембрийский (?) и ордовикский складчатый комплекс. Комплексы отложений, выполняющих прогиб: III — силур и эффузивно-терригенный комплекс нижнего и среднего девона; IV — силур и частично девон наложенных слабопрогнутых впадин; V — средний и верхний девон; VI — карбон; VII — средняя юра; VIII — зоны глубоких разломов; IX — прочие разломы; X — оси крупных антиклиналей; XI — условные структурные линии. Примерное положение зон максимального прогибания: XII — в силуре; XIII — в среднем и верхнем девоне; XIV — в карбоне; XV — границы Кызылского мезозойского бассейна. Антиклинальные и горст-антиклинальные поднятия: 1 — Боянгольское; 2 — хр. Прибрежного; 3 — Буга; 4 — Аргылыктинское; 5 — Актотракское; 6 — Шуйское; 7 — Чаа-Хольское; 8 — Чингекатское; 9 — Оджинское. Мульды: 10 — Элегестинская; 11 — Онкажинская. Наложенные впадины: 12 — Убсанур-Тескемская; 13 — Меджигейская; 14 — Улуг-0; 15 — Толжинская; 16 — Кызыльская; 17 — Серангхемская

Другой особенностью прогиба является большая мощность средне-верхнепалеозойских отложений, достигающая в ее наиболее прогнутых участках 8 км. Следует также отметить то обстоятельство, что Тувинский прогиб был заложен раньше других впадин Алтае-Саянской складчатой области и испытал более длительную и более сложную историю развития.

Все указанные особенности побудили Н. С. Зайцева (1954, 1957) отнести крупную герцинскую структуру Тувы к категории межгорных прогибов, унаследованных от каледонского этапа развития Алтае-Саянской складчатой области. Им же дано общее описание структуры прогиба в целом.

С северо-запада Тувинский прогиб (рис. 10) обрамляется Куртушибинским антиклинорием, принадлежащим к системе Западного Саяна, на юго-востоке он граничит со складчатой областью Восточно-Тувинского нагорья и Восточно-Таннуольским антиклинорием; с северо-запада и юго-востока Тувинский прогиб отделен от своего складчатого обрамления сложной системой разломов, по-видимому, глубинного заложения. Общая длина прогиба на территории Советского Союза около 500 км, ширина 100—150 км. На северо-востоке, в районе рек Каа-Хем и Хамсара, происходит замыкание прогиба в юго-западном направлении он уходит в пределы Монголии.

Вдоль северо-западного борта Тувинского прогиба наблюдается совпадение простираций его основных структур со структурами Западно-Саянской складчатой зоны. Кроме того, здесь возрастной интервал между породами фундамента и выполняющими прогиб отложениями сравнительно невелик, так как разрез начинается силурийскими, а местами и верхнеордовикскими отложениями, лежащими несогласно на резко дислоцированные и метаморфизованные нижнеордовикские и кембрийские породы фундамента.

Юго-восточный борт Тувинского прогиба не наследует простираций структур обрамления, а наложен по отношению к ним почти под прямым углом. Возрастной интервал между породами фундамента и прогиба здесь значительно больше, чем вдоль северо-западного борта, так как выполняющие прогиб отложения, начинаются силурийскими образованиями, залегающими несогласно на нижнекембрийских породах фундамента. Следовательно, фундамент прогиба разновозрастен, а именно, вдоль северо-западного борта, он имеет ордовикский возраст, тогда как вдоль юго-восточного — нижнекембрийский.

На основании резких различий структурных планов, интенсивности дислокаций, степени метаморфизма, а также присутствия региональных перерывов и угловых несогласий в пределах прогиба все породы можно разбить на три структурных этажа.

Смятые в линейные складки, метаморфизованные и прорванные интрузиями гипербазитов нижнепалеозойские толщи образуют нижний структурный этаж. Это фундамент прогиба. Выполняющие прогиб породы среднего и верхнего палеозоя, в которых широко проявляется складчато-глыбовая тектоника, составляет средний структурный этаж. В сложении верхнего структурного этажа участвуют сравнительно просто дислоцированные юрские отложения, залегающие несогласно как на фундаменте прогиба, так и на выполняющих его породах.

В составе среднего структурного этажа дополнительно выделяются три подэтажа, комплексы пород которых отделены друг от друга угловыми несогласиями и несколько отличаются по структурному плану и интенсивности дислокаций.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Строение Тувинского прогиба очень сложно и неоднородно, так как внутри него прослеживается ряд положительных структур глыбового характера, в ядрах которых на дневную поверхность выходят породы фундамента (рис. 11). Подобные крупные структуры, осложняющие прогиб, имеют характер горст-антиклинальных поднятий. Поднятия разделяют единый сложного строения межгорный прогиб на ряд крупных, но более простых, синклинальных прогибов, внутри которых мощность средне- и верхнепалеозойских образований различна.

На схеме тектонического районирования центральной части Тувинского прогиба (рис. 12) показаны некоторые важнейшие внутренние структуры и отражено их соотношение друг с другом.

Как видно из схемы, на северо-западе Тувинский прогиб ограничивается Куртушибинским антиклинорием; юго-восточное обрамление составляют Восточно-Таннуольский антиклинорий и складчатая область Восточно-Тувинского нагорья.

В центральной части прогиба (район хребет Прибрежный) располагается крупное и сложно построенное Центрально-Тувинское поднятие. Ядро поднятия, образованное сложно дислоцированными и метаморфизованными породами кембрия, облекается силурийскими, девонскими, каменноугольными и юрскими отложениями.

Между Центрально-Тувинским поднятием и Восточно-Таннуольским антиклинорием находится Западно-Таннуольский синклинальный прогиб, выполненный мощными толщами пород силурийского, девонского, каменноугольного и юрского возраста, а между Куртушибинским антиклинорием и Центрально-Тувинским поднятием Туранский синклинальный прогиб.

Внутри Центрально-Тувинского поднятия располагается крупная глыбовая структура — Уюкская грабен-синклиналь, выполненная красноватокрасными грубообломочными породами девона. Непосредственно на восточное окончание Центрально-Тувинского поднятия и Западно-Таннуольского синклинального прогиба, а также складчатую область Восточно-Тувинского нагорья наложена юрская Кызыльская мульда.

Между складчатой областью Восточно-Тувинского нагорья и Восточно-Таннуольским антиклинорием заключен Хадынский синклинальный прогиб, представляющий юго-восточную ветвь Тувинского прогиба.

После краткого общего обзора структур центральной части Тувинского прогиба и обрамления перейдем к более подробной их характеристике.

Куртушибинский антиклинорий представляет крупную структуру северо-восточного простирания, входящую в систему Западного Саяна. Его строение и состав слагающих толщ изучены еще недостаточно.

Осевая часть антиклинория сложена сильно рассланцованными карбонатно-эффузивными породами кембрия. Крупные линзовидные тела пироксенитов и габбро, ориентированные согласно со складчатостью, прорывают породы кембрия, вызывая метасоматическое окремнение карбонатной части разреза вплоть до появления выдержанных горизонтов силицилитов и линз яшмокарцитов.

Крылья Куртушибинского антиклинория сложены плейхатными зелено-фиолетовыми эпидот-хлоритовыми, кварцево-эпидотовыми, хлорито-серицитовыми и другими сланцами с реликтами псаммитовой и псефитовой структуры. Сланцы рассечены множеством кварцевых и кальцитовых жил и испытали интенсивную складчатость. В настоящее время эти

метаморфические сланцы предположительно относят к верхнему кембрию — нижнему ордовика.

От Тувинского прогиба Куртушибинский антиклинорий отделен Саяно-Тувинским разломом, разграничивающим две принципиально-разнородные области: Западно-Саянскую, где широко развиты мощные толщи сланцев верхов кембрия — низов ордовика, ордовик и силур, и область Тувинского прогиба, где в зоне сочленения с Куртушибинским антиклинорием присутствуют средне- и верхнеордовикские породы, а южнее — силур, девон и карбон.

Серия разломов отделяет на северо-западе Куртушибинский антиклинорий от среднепалеозойской Усинской впадины, приуроченной к осевой части Усинского нижнепалеозойского синклинория.

Восточно-Таннуольский антиклинорий ограничивает Тувинский прогиб с юго-востока. Он представляет резко поднятый в рельефе хребет с выравненной, отчасти платообразной поверхностью и крутыми, обрывистыми склонами. Антиклинорий сложен породами нижнего кембрия, прорванными многочисленными интрузиями гранитов и гранодиоритов. Кембрийские породы представлены зеленокаменным комплексом, в составе которого преобладают основные эффузивы — андезитовые порфириты, пироксенитовые порфириты и связанные с ними туфы и туфокоагломераты. Вулканогенные породы чередуются с линзовидными телами рифовых известняков, обычно мраморизованных, реже измененных до мраморов, а также с глинисто-карбонатными породами. Н. С. Зайцев считает, что в современной структуре антиклинорий представляет ряд крупных горстовых блоков, между которыми зажаты длинные, но обычно узкие грабены, выполненные местами красноцветными отложениями силура и девона. Преобладающее простираение разломов, а также образованных ими блоков северо-западное. С юго-запада и северо-востока антиклинорий отделен разломами, по которым и произошло его поднятие в кайнозойское время.

В северо-западном направлении антиклинорий постепенно погружается, но у борта Тувинского прогиба он резко, по сложной системе разломов, обрывается и сочленяется с приподнятой в рельефе (хребет Западный Танну-Ола) частью Западно-Таннуольского синклинального прогиба, ориентированного под тупым углом по отношению к Восточно-Таннуольскому антиклинорию. В зоне их сочленения у восточного борта прогиба возникли наложенные на кембрийский фундамент Актальская и Онкажинская мульды, между которыми располагается ряд сильно раздробленных, перемятых и ориентированных в различных направлениях небольших блоков.

Складчатая область Восточно-Тувинского нагорья, как и Восточные Танну-Ола, ограничивает Тувинский прогиб с юго-востока. В его строении первостепенную роль играют карбонатно-сланцевозэффузивные породы кембрия; прорванные и метаморфизованные огромными досилурийскими интрузиями гранитов и кварцевых диоритов, нередко занимающими площадь в десятки и даже сотни квадратных километров.

Достаточно широко здесь развиты и различные породы докембрия.

Силурийские и девонские образования встречаются в отдельных небольших узких грабенах, но как и в районе Восточно-Таннуольского антиклинория, имеют небольшие мощности и представлены терригенными красноцветными песчаниками и гравелитами.

Простираение складок и основных разломов нагорья северо-западное, т. е. ориентированное под прямым углом по отношению к общему простираению Тувинского прогиба.

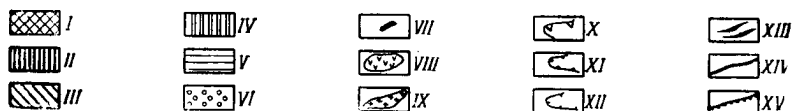
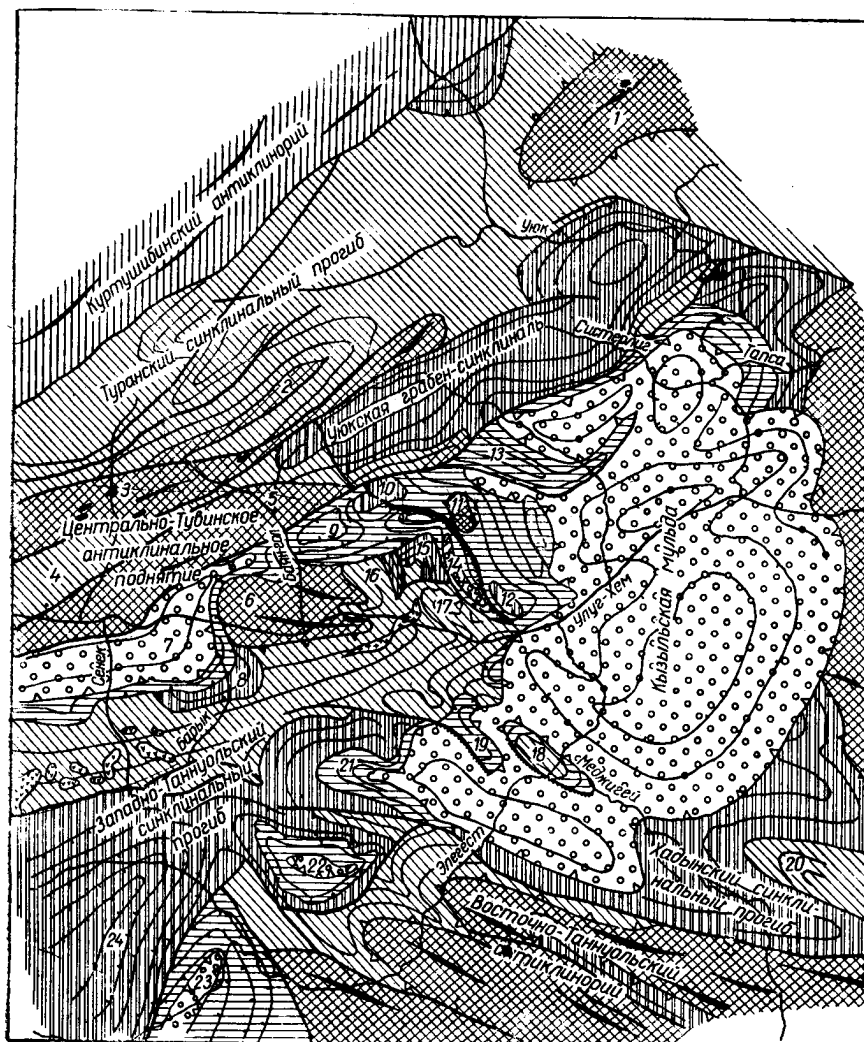


Рис. 11. Схематическая структурно-геологическая карта центральной части Тувинского прогиба.

Нижний структурный этаж: I — кембрийский складчатый комплекс; II — ордовикский складчатый комплекс. Средний структурный этаж: III — $S - D_1$ нижний подэтаж; IV — $D_2 - D_3$ — средний подэтаж; V — $S_1 + 2$ — верхний подэтаж; VI — J — юрский складчатый комплекс; VII — кембрийские интрузии ультрабазитов; VIII — девонские интрузии диабазов; IX — девонские интрузии гранитов и кварцевых порфиров; X — границы структурных этажей; XI — границы структурных подэтажей; XII — условные структурные линии; XIII — простиранье пород нижнего структурного этажа; XIV — разломы; XV — флексуры

Отдельные структуры (цифры на карте): 1 — Оджинское антиклинальное поднятие; 2 — Чакпакский горст; 3 — Талинский горст; 4 — Пельорукский грабень; 5 — Эжимский горст; 6 — Боянгольская горст-антиклиналь; 7 — Иинитальская синклиналь; 8 — Барыкская синклиналь; 9 — Актатская синклиналь; 10 — Тебекская антиклиналь; 11 — Суглугхемская антиклиналь; 12 — Джаргинская антиклиналь; 13 — Эрбекская антиклиналь; 14 — Кербеская синклиналь; 15 — Кызылджаринская антиклиналь; 16 — Карасугские складки; 17 — Поштагская синклиналь; 18 — Кочетовская антиклиналь; 19 — Совхозская антиклиналь; 20 — Меджигейская антиклиналь; 21 — Бьертдагская мульда; 22 — Онкажинская мульда; 23 — Актальская мульда; 24 — Хендергинская мульда (названия для ряда структур взяты из работ Н. С. Зайцева, Я. С. Зубрилина, В. А. Кузнецова, А. Л. Лосева, В. П. Маслова)

Центрально-Тувинское поднятие, прослеживаемое в центральной части Тувинского прогиба вдоль р. Улуг-Хем на протяжении около 1000 км, состоит из ряда крупных горстов, сложенных кембрийскими породами, которые отделены друг от друга сбросами или узкими грабенами, выполненными отложениями среднего и верхнего палеозоя. Породы силура, девона и карбона, принимающие участие в строении под-

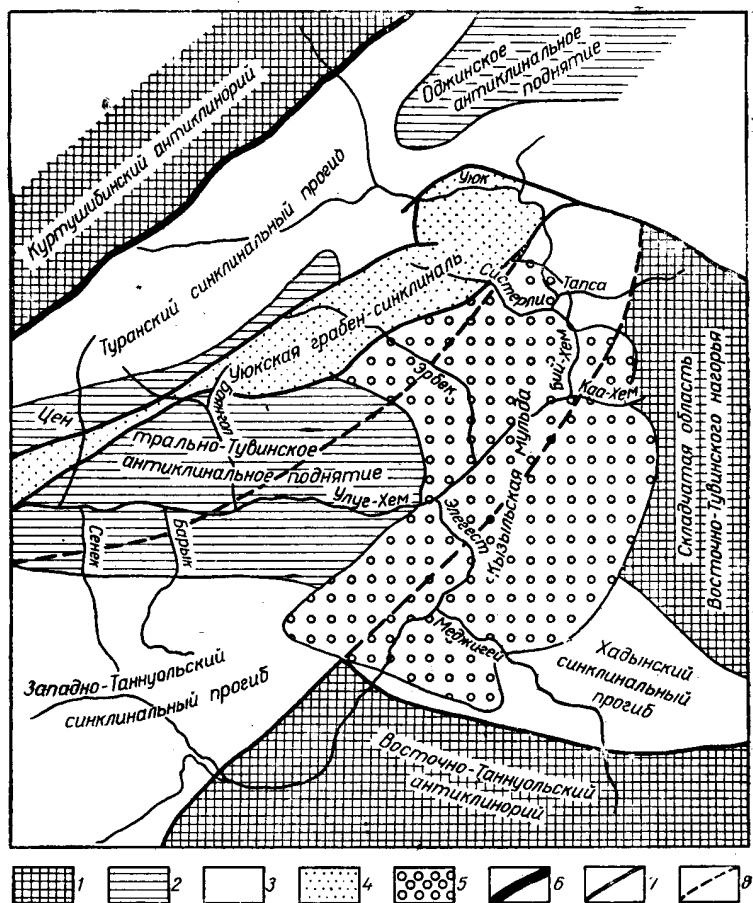


Рис. 12. Схема тектонического районирования центральной части
Тувинского прогиба.

Обрамление прогиба: 1 — нижнепалеозойский складчатый фундамент. Внутренние структуры прогиба: 2 — горст-антиклинальные поднятия; 3 — синклиналичные прогибы; 4 — грабен-синклинали; 5 — наложенные мулды; 6 — Саяно-Тувинский разлом; 7 — прочие важнейшие разломы; 8 — контуры Западно-Таннуольского синклиналичного прогиба в девонском периоде

нения, местами как бы чехлом перекрывают блоки и сглаживают резкие границы между ними, формируя типичные складки облекания.

Кембрийские отложения, слагающие ядра отдельных горстов, представлены темно-зелеными сланцами, песчаниками, граувакками и конгломератами, чередующимися с основными и средними эффузивами и связанными с ними разнообразными туфами и туфоконгломератами. В виде отдельных линз, протяженностью в несколько километров, среди описанных толщ залегают известняки и мраморизованные известняки, содержащие остатки археоциат и трилобитов. Последние встречаются также и в глинисто-сланцевых и граувакковых породах. Отличительной

особенностью кембрия Центральной Тувы от районов Восточного Тану-Ола и Восточно-Тувинского нагорья является почти полное отсутствие предсилурийских гранитных интрузий и довольно широкое развитие небольших интрузивных тел гипербазитов, а также значительное преобладание терригенных пород.

На рассматриваемой территории располагается восточная часть поднятия, в котором можно выделить Боянгольскую горст-антиклиналь, а также Эжимский, Тэлиский и Чакпакский горсты. Между Эжимским и Тэлиским выступами фундамента заключен узкий Пельорукский грабен, переходящий на северо-востоке в Уюкскую грабен-синклиналь.

Породы кембрия внутри блоков смяты в линейные, нередко сжатые складки, крылья которых круто наклонены или стоят вертикально и во многих случаях осложнены разломами и зонами дробления. Большая часть структур кембрия в пределах поднятия простирается в северо-восточном направлении, однако в районе рек Боян-Гол и Суглуг-Хем, т. е. в южной части поднятия, простираения приобретают восточные и восток-юго-восточные направления.

Среднепалеозойские породы на выступах фундамента нередко отсутствуют совсем или их разрез по сравнению с другими участками Тувинского прогиба резко сокращен. Обычно в разрезе наблюдается большое количество местных перерывов и несогласий, а также выпадение отдельных свит, что приводит к необычайно сложным взаимоотношениям толщ.

Структуры, развитые в породах среднего структурного этажа поднятия, морфологически резко отличаются от структур фундамента. Для них характерны формы, находящиеся в прямой связи с разрывными нарушениями фундамента. Среди мелких структур Центрально-Тувинского поднятия выделяются: 1) угловатые и коробчатые складки; 2) резко асимметричные удлиненные антиклинали и синклинали; 3) асимметричные брахиантиклинали.

Анализ фактических данных показывает, что структурный план поднятия в течение среднего и верхнего палеозоя неоднократно подвергался существенной перестройке. На это указывают многочисленные перерывы и угловые несогласия, а также несовпадения или неполное совпадение простираций и очертаний структурных форм различных структурных подэтажей. Нередко мелкие структуры развиты только в пределах какого-либо одного комплекса или свиты пород и не выделяются в вышележащих толщах. Например, некоторые удлиненные асимметричные складки, прослеживаемые в породах нижнего структурного подэтажа ($S-D_2^1$) Боянгольской горст-антиклинали трансгрессивно и несогласно перекрываются красноцветно-терригенным девоном (средний структурный подэтаж $D_2^2-D_3$), не находя в нем никакого отражения.

Интенсивность дислоцированности пород среднего и верхнего палеозоя вверх по разрезу постепенно уменьшается, соответственно упрощается и строение структур. Так, например, для нижнего структурного подэтажа характерны сложные коробчатые формы и удлиненные асимметричные складки, причем последние иногда наследуют не только простираение, но отчасти и форму структур фундамента.

В среднем и верхнем структурных подэтажах широко развиты более простые пологие коробчатые и угловатые формы, асимметричные брахиантиклинали, флексуобразные перегибы слоев. Несмотря на присутствие углового несогласия между средним и верхним подэтажами, они дислоцированы в общем по одному плану, и структуры, развитые

в верхнем подэтаже, отличаются от структур среднего подэтажа главным образом только более пологими формами и некоторыми второстепенными деталями.

Контуры Центрально-Тувинского поднятия с течением времени не оставались неизменными. Судя по мощности отложений, выполняющих соседний Западно-Таннуольский прогиб, и их фациальному составу, можно установить, что в силурийское и девонское время поднятие было несколько уже, чем в каменноугольное или юрское, когда к нему присоединилась северо-западная часть Западно-Таннуольского синклинального прогиба.

Уюкская грабен-синклиналь, расположенная внутри Центрально-Тувинского поднятия, представляет собой сравнительно простую синклинальную складку, вытянутую в северо-восточном направлении и ограниченную с северо-запада и юго-востока разломами. Длина структуры около 90 км, ширина — около 15—20 км. В средней части она слегка пережата, благодаря чему в ней можно выделить два участка: северо-восточный — бийхемский и юго-западный — тебекский, внутри которых сохранились наиболее высокие горизонты девонских отложений, выполняющих впадину.

По границе с разломами крылья грабен-синклинали стоят почти вертикально, а в отдельных случаях наблюдается и обратное падение.

Характер разреза среднепалеозойских отложений Уюкской грабен-синклинали (маломощные красноцветные породы силура и мощные накопления девонского возраста) свидетельствуют о том, что она интенсивно стала прогибаться только в начале девона, т. е. несколько позже таких крупных структур, как Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский и Туранский синклинальные прогибы.

Четвертичные глыбовые движения приподняли Уюкскую грабен-синклиналь, в связи с чем в настоящее время она выражена орографически в форме Уюкского хребта, возвышающегося до абсолютных отметок 1800—2000 м.

Западно-Таннуольский синклинальный прогиб представляет крупную отрицательную структуру северо-восточного простирания, заключенную между Центрально-Тувинским поднятием и Восточно-Таннуольским антиклинорием, от которых он на значительном протяжении отделен крупными разломами. На северо-востоке прогиб перекрывается юрскими отложениями Кызыльской мульды. Его периклинальное замыкание можно наблюдать в районе р. Тапсы, уже за границами мульды. В юго-западном направлении прогиб расширяется и уходит в пределы Монголии, где контуры ее пока еще недостаточно ясны.

Прогиб выполнен породами силура, девона, карбона и в немногих местах юры, общей мощностью около 10—12 км. Резкое увеличение мощности пород среднего и верхнего палеозоя по сравнению с Центрально-Тувинским поднятием происходит в основном за счет отложений девонского и каменноугольного возраста. Угловые несогласия и перемены в осадконакоплении в осевой части структуры отсутствуют или выражены слабо. Мощности пород возрастают в юго-западном направлении, в том же направлении некоторые континентальные толщи замещаются лагунными и морскими образованиями.

Ориентировка Западно-Таннуольского синклинального прогиба не совпадает полностью с простиранием каледонских структур фундамента. Особенно хорошо это несоответствие видно вдоль юго-восточного борта прогиба, в зоне его сочленения с Восточно-Таннуольским антиклинорием. Вдоль северо-западного борта прогиба, наоборот, отчетливо выражено совпадение простираний.

Разломы, ограничивающие прогиб с юго-востока, хорошо прослеживаются вдоль его контакта с Восточно-Таннуольским антиклинорием, где намечается целая зона дробления, вдоль которой располагается ряд блоков, различно ориентированных по отношению к простираниям главных структур. Далее на северо-восток этот разлом не всегда выражен морфологически, но он прослеживается по резкой смене мощностей и фаций.

Северо-западная граница прогиба, судя по мощностям девонских отложений, располагалась на западе несколько к югу от долины р. Улуг-Хем, а затем от района урочища Кызыл-Джара шла на северо-восток через среднее течение речек Эрбек и Сестерлиг к р. Бий-Хем, где происходило замыкание прогиба. От соседнего Центрально-Тувинского поднятия прогиб отделяется резким флексурным изгибом силурийских и девонских пород, причем под флексурой в кембрийских породах располагается зона дробления и рассланцевания, по которой проникли интрузии гипербазитов.

Таким образом, ограниченный разломами или резкими флексурами Западно-Таннуольский прогиб представляет зону проседания земной коры, выполненную мощными толщами пород среднего и верхнего палеозоя.

Если судить о контурах прогиба, основываясь на закономерностях распределения мощностей и осадков каменноугольного возраста, а также принять во внимание современное очертание структур, то можно прийти к выводу, что в каменноугольное время прогиб замыкался где-то в районе р. Элегест, а его площадь заметно сократилась за счет присоединения северо-западного борта к Центрально-Тувинскому поднятию (см. рис. 12).

Несомненно, что в строении прогиба основную роль играли разломы северо-восточной ориентировки, обусловившие общую конфигурацию структуры; поперечные разломы, протягиваясь со стороны юго-восточного обрамления Тувинской впадины, нередко пересекают прогиб и уходят в сторону Центрально-Тувинского поднятия, но иногда они плавно изгибаются и принимают юго-западную ориентировку.

Дислоцированность пород внутри прогиба, по сравнению с районами Центрально-Тувинского поднятия, менее интенсивна. В прогибе развиты характерные овальные и чашеобразные мульды длиной 10—20 км при ширине в 8—10 км, отделенные друг от друга разломами или связанными с ними сжатыми асимметричными антиклиналями. Примерами подобных структур являются Онкажинская, Актальская, Бьертдагская и другие мульды.

Следует также отметить, что благодаря молодым движениям большая часть синклинального прогиба, как и Уюкской грабен-синклинали, в настоящее время резко приподняты в рельефе. Однако вся его история в продолжение среднего и верхнего палеозоя, а также, по крайней мере, и части мезозоя свидетельствует о непрерывных нисходящих движениях, обусловивших накопление мощных осадочных комплексов. Перемена знака движений произошла только в последнее время, причем эти движения существенно не изменили более древней морфологии структур, а только приподняли их по сравнению с соседними участками.

Туранский синклинальный прогиб до последнего времени остается сравнительно слабо изученным участком Тувинского прогиба, так как коренные породы на значительном протяжении скрыты здесь под четвертичным покровом. С северо-запада, от Куртушибинского антиклинория, сложенного кембро-ордовикскими отложениями, он ограничен

Саяно-Тувинским разломом. Серия крупных разломов северо-восточной ориентировки отделяет прогиб от Центрально-Тувинского поднятия.

Прогиб выполнен слабометаморфизованными породами верхнего ордовика, силура и эффузивно-осадочного комплекса девона, достигающими мощности в 5—6 км. Средний и верхний отделы девона, а также карбон сохранились только в отдельных участках и представлены маломощными красноцветными осадками. Породы ордовика развиты по северо-западной окраине прогиба, где они вдоль Саяно-Тувинского разлома контактируют с зелеными сланцами кембро-ордовика.

Ряд разрывов северо-восточного простираения разделяет синклинальный прогиб на несколько блоков, внутри которых отчетливо прослеживаются сравнительно пологие брахиструктуры. Особенно хорошо блоковое строение наблюдается в западной части прогиба, где он довольно резко сужается и выклинивается.

В восточном направлении прогиб несколько расширяется, а в районе хребта Донгул-Тайга Оджинским поднятием разделяется на две ветви, которые следуют в Тоджинскую часть Тувинского межгорного прогиба.

Юго-восточная ветвь образует Донгул-Тайгинскую синклиналь, выполненную толщами верхнего силура и нижнего девона общей мощностью не менее 4—6 км.

Простираение Туранского синклинального прогиба наследует общее простираение структур фундамента и имеет Западно-Саянское направление.

Хадынский синклинальный прогиб в отличие от описанных выше, ориентирован по отношению к общему простираению впадины почти под прямым углом. При этом следует отметить, что его ориентировка повторяет господствующее северо-западные простираения кембрийских пород фундамента, прослеживаемых в пограничных частях Восточного Танну-Ола и Восточно-Тувинского нагорья.

В юго-восточном направлении прогиб постепенно замыкается, а на северо-западе быстро расширяется и сочленяется с Западно-Таннуольским прогибом.

Прогиб заполнен сравнительно маломощными (1,5—2 км) грубо-обломочными красноцветными и вулканогенными породами силура и девона, внутри которых развиты связанные с разломами фундамента немногочисленные флексуры и брахискладки северо-западного направления, некоторые из которых быстро затухают у границ с Западно-Таннуольским прогибом. Из наиболее крупных структур следует отметить Меджигейскую антиклиналь и Кочетовскую брахиантиклиналь, ядра которых сложены терригенными и вулканогенными породами силурийского и нижнедевонского возраста.

По своему простираению и строению выполняющих толщ Хадынский прогиб заметно отличается от Западно-Таннуольского прогиба, от которого он отделен разломом в фундаменте. В связи с этим разломом в районе урочища Бай-Булун происходит резкая смена мощностей и фаций отложений девона. В зоне сочленения происходит также быстрое затухание некоторых структур Хадынского прогиба.

Кызыльская мезозойская наложенная мульда выполнена мощными толщами среднеюрских отложений, достигающих мощности в 1500 м.

В строении восточной части мульды большую роль играют конгломераты. В западной части конгломераты имеют уже подчиненное значение; юрские отложения сложены там песчано-глинистыми угленосными образованиями. Мульда имеет плоскую чашеобразную форму.

слегка вытянутую в меридиональном направлении и наложенную на разновозрастные структуры Восточно-Тувинского нагорья, Центрально-Тувинского поднятия и Западно-Таннуольского прогиба. От Уюкской грабен-синклинали и Восточно-Таннуольского антиклинория мульда отделена разломами.

Внутри мульды выделяется несколько плоских овальных синклиналей, отделенных друг от друга удлиненными, обычно асимметричными, антиклиналями. Следует отметить, что структурные формы, развитые внутри Кызыльской мульды, в общих чертах повторяют тектонику верхнепалеозойских отложений, что видно на примерах Эрбекской и Кочетовской антиклиналей, Бьертдагской мульды и других структур. Таким образом, несмотря на то, что Кызыльская мульда в целом является наложенной структурой, в отдельных ее структурах можно отметить некоторые черты унаследования палеозойского этапа развития.

Боянгольская горст-антиклиналь. В огромной структуре Тувинского межгорного прогиба выделяются дополнительные тектонические формы более мелкого порядка, изучению морфологии и истории развития которых нами уделялось особое внимание.

К одним из них могут быть отнесены довольно крупные блоковые структуры, возникшие в конце силурийского — начале девонского периода, как, например, Боянгольская горст-антиклиналь, Тэлиский, Эжимский и Чакпакский горст, а также Пельорукский грабен, Уюкская грабен-синклиналь и др.

Следующую категорию составляют тектонические формы, осложняющие отдельные горсты и грабены. Некоторые из таких структур прослеживаются только в одном структурном этаже или даже подэтаже.

Детальные работы, проведенные в районе Центрально-Тувинского поднятия и соседних с ним районах Западно-Таннуольского и Хадынского прогибов, а также Кызыльской мульды и Уюкской грабен-синклинали показали, что в их строении исключительную роль играют разломы, расчленяющие изученную территорию на серию сложных блоков.

Примером блоковой структуры, испытавшей длительное и сложное развитие в течение среднего и верхнего палеозоя, может служить Боянгольская горст-антиклиналь, входящая в состав Центрально-Тувинского поднятия. Другие горстовые структуры поднятия обычно лишены средне-верхнепалеозойских осадков и поэтому данных для понимания истории формирования структур района дают меньше.

Боянгольская горст-антиклиналь простирается вдоль широтного отрезка долины р. Улуг-Хем. Ее ядро, сложенное нижнекембрийскими породами, выходит в низовьях р. Боян-Гол. Основная часть горст-антиклинали приурочена к правобережью р. Улуг-Хем — вдоль левого берега реки находится только ее южное крыло.

Размер структуры в длину составляет около 75 км, в ширину 40—45 км. В восточном направлении горст-антиклиналь постепенно погружается и скрывается под юрскими отложениями Кызыльской мульды.

На севере она граничит с Уюкской грабен-синклиалью, отделяясь от нее субширотным разломом; к югу от Боянгольской структуры располагается Западно-Таннуольский синклинальный прогиб, на границе с которым (вдоль р. Улуг-Хем) происходит резкий перегиб (до 45°) девонских и каменноугольных толщ, связанный, очевидно, с широтной зоной дробления, пронизанной интрузиями гипербазитов, габбро, а также многочисленными дайками и штоками диабазов.

В поперечном сечении Боянгольская горст-антиклиналь резко асимметрична (см. рис. 3); так, с юга и востока породы кембрия, выступающие в ядре, последовательно облекаются силурийскими, девонскими,

89

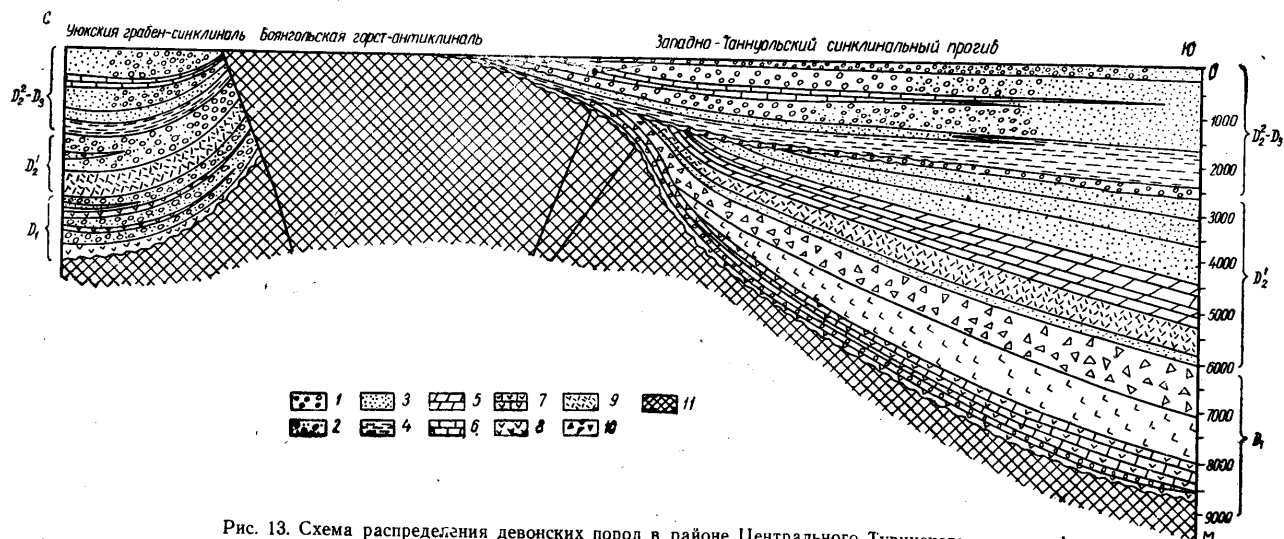


Рис. 13. Схема распределения девонских пород в районе Центрального Тувинского поднятия:
 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — мергели и аргиллиты; 6 — известняки и мергели; 7 — чередование известняков, алевролитов и эффузивов; 8 — порфириды; 9 — кварцевые кератофиды; 10 — туфы и вулканические брекчии; 11 — додевонские породы

каменноугольными, а местами и юрскими отложениями, тогда как на северо-западе непосредственно на кембрии лежат каменноугольные и юрские образования.

Асимметрия хорошо обнаруживается и при рассмотрении изменений фаций и мощностей девонских отложений поперек структуры (рис. 13). Вдоль северного крыла девонские отложения отсутствуют или характеризуются сокращенными мощностями и грубообломочным составом, а внутри них прослеживается ряд перерывов и угловых несогласий. По направлению к южному крылу мощность отложений девона заметно возрастает, перерывы и угловые несогласия исчезают, уменьшается количество грубозернистых осадков. Ограничение Боянгольской структуры с северо-запада и юга крупными разломами придает ей форму горста, хотя в восточном конце его прекрасно видно периклинальное замыкание структуры благодаря последовательному облеканию ядра все более молодыми горизонтами. На этом основании данную тектоническую форму нам представляется лучше именовать горст-антиклиналью.

Кембрийские породы, образующие ее ядро, смяты в линейные сжатые складки запад-северо-западного простираения; их крылья, как правило, круто наклонены или даже стоят вертикально. Некоторые складки отделяются друг от друга разломами, ориентированными согласно с простираением складчатости.

Кроме продольных, ядро структуры пересекается несколькими поперечными разрывами, быстро затухающими в северо-западном направлении. Следует отметить, что эти нарушения параллельны разломам, прослеживаемым в породах юго-восточного обрамления Тувинского прогиба и, по-видимому, тесно с ними связаны.

Дислокации, развитые в породах среднего структурного этажа, морфологически резко отличаются от структур фундамента. Для них характерны такие формы, которые находятся в прямой связи с разрывными нарушениями фундамента, а именно угловатые и коробчатые складки, а также резко асимметричные удлиненные антиклинали и синклинали, асимметрия которых непосредственно связана с разломами или флексурами.

Значительное количество прослеживаемых в разрезе угловых несогласий обусловило сложное соотношение между собой различных структур. В связи с этим тектонические формы отдельных структурных подэтажей нередко отличаются не только по степени дислоцированности, но и по своему плану и ориентировке. Так, например, некоторые складки, выраженные в нижнем структурном подэтаже Боянгольской горст-антиклинали, трансгрессивно и несогласно перекрываются терригенно-красноцветным комплексом девона, не находя в нем никакого отражения (см. рис. 2).

Морфология малых структурных форм

Степень дислоцированности пород среднего и верхнего палеозоя вверх по разрезу постепенно уменьшается, соответственно упрощается и строение структур. Так, например, для нижнего структурного подэтажа ($S - D_2^1$) характерны сложные коробчатые формы и удлиненные асимметричные складки, причем последние нередко наследуют не только простираение, но и форму структуры фундамента.

В среднем ($D_2^2 - D_3$) и верхнем (C) структурных подэтажах широко развиты более простые пологие коробчатые и угловатые формы, асимметричные брахиантиклинали, флексуриобразные перегибы слоев. Несмотря на наличие углового несогласия между средним и верхним подэтажами, они дислоцированы по общему плану, и структуры, разви-

тые в верхнем подэтаже, отличаются от структур среднего подэтажа, главным образом, более пологими формами.

Угловатые и коробчатые складки. Угловатые и коробчатые складки широко развиты как в породах среднего, так и верхнего структурного этажа. Они, как правило, приурочены к районам пересечения разломов нескольких направлений, в связи с чем вдоль бортов складок породы резко дислоцированы. К структурам подобного типа относятся Поштагская синклиналь и Кызылджаринская антиклиналь.

Поштагская синклиналь, сложенная породами эффузивно-осадочного комплекса, располагается в восточной части урочища Кызыл-Джара между сопками Поштаг и Суглуг-Бом (рис. 14).

Простираение синклинали приблизительно широтное; с запада, севера, а также, вероятно, и с востока синклиналь ограничена дизъюнктивными нарушениями. Крылья синклинали наклонены под углом в $40-50^\circ$, причем вблизи разрывов углы наклона слоев возрастают до 90° .

В ядре складки породы лежат почти горизонтально или испытывают наклон в $5-10^\circ$. С юга Поштагскую синклиналь ограничивает широтная антиклиналь, ядро которой размыто р. Улуг-Хем; крылья антиклинали от размыта сохранились и прослеживаются по обоим бортам долины.

Отпрепарированные денудацией отдельные покровы порфиритов отчетливо выделяются в рельефе и хорошо дешифруются на контактных аэрофотоснимках. Благодаря им можно ясно представить строение синклинали для различных ее участков. Наиболее сложное строение наблюдается вдоль северной окраины Поштагской синклинали, вдоль ее границы с разломом. Здесь прослеживается несколько синклинальных и антиклинальных складок меридионального простираения с причудливыми изгибами пластов. Нередко покровы эффузивов в наиболее интенсивно дислоцированных участках раздроблены или разорваны, в то время как заключенные между ними песчано-сланцевые породы смяты в сложные складки без разрыва сплошности. Характер пликтивных дислокаций некоторых покровов резко отличается от покрывающих и подстилающих их осадочных пород. Например, в 2,5 км к востоку от горы Поштаг (см. рис. 14) в районе источника один из эффузивных покровов образует пережатую складку шириной около 0,5 км в наиболее расширенной ее части и около 150 м в месте пережима. Подстилающие и покрывающие эффузивный покров осадочные породы почти не участвуют в строении этой складки.

В 4 км к востоку от горы Поштаг внутри одной небольшой складки происходит резкий изгиб пластов, причем один из покровов порфиритов разорван, амплитуда смещения по разрыву достигает 200—250 м. Вмещающие покров осадочные породы не испытывают подобного смещения.

По северной границе синклинали проходит зона разлома, где породы испытали сильное дробление и смятие. Покровы эффузивов здесь рассечены многочисленными трещинами, выполненными жильным белым кварцем, красноватым халцедоном или кальцитом; повсеместно видны разнобразно ориентированные плоскости скольжения.

Между Поштагской синклиналью и расположенными западнее Карасугскими широтными складками также находится участок дробления пород. Все толщи нижнего девона и эйфельского яруса разбиты на систему мелких складок и клиньев. Песчано-сланцевые породы образуют сложные мелкие складки, нередко пронизанные дайками и штоками диабазов (рис. 15). Для этой зоны характерна небольшая интрузия кварцевых порфиров.

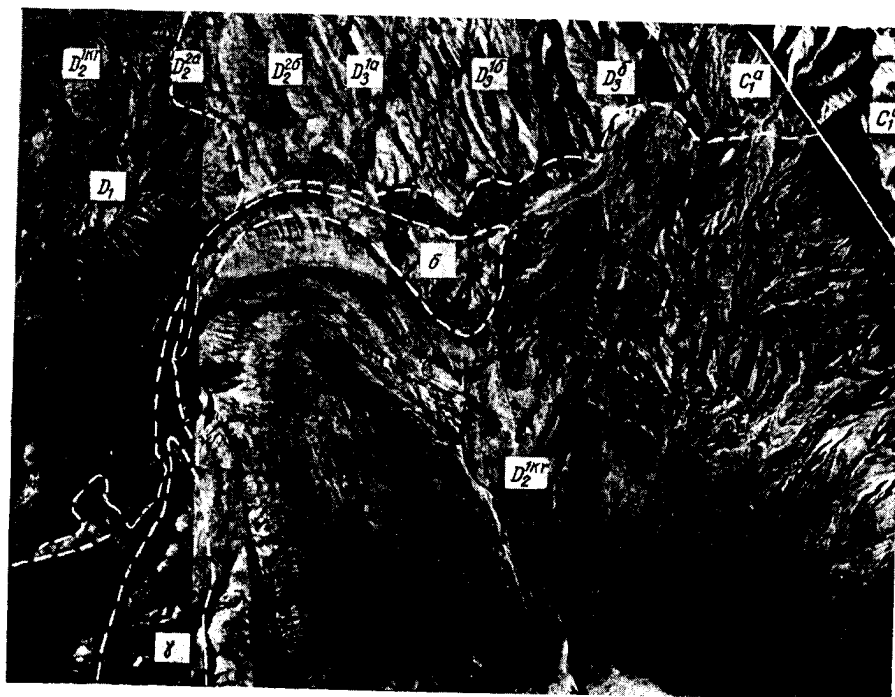


Рис. 14. Характер тектонического контакта между породами эффузивно-осадочного комплекса девона Поштагской синклинали и красноцветно-терригенными отложениями живетского яруса и верхнего девона Кызылджаринской антиклинали. В верхнем правом углу снимка видно, как звенящая свита карбона трансгрессивно перекрывает оба блока. Масштаб снимка $\sim 1 : 40\,000$:

D_1 — нижний девон; $D_2^{1кч}$ — красногорская свита; D_2^{2a} — илеморовская свита; $D_2^{2б}$ — уюкская свита; D_3^{1a} — бегрединская свита; $D_3^{1б}$ — кохайская свита; D_3^B — джаргинская свита; C_1^a — шивеликская свита; C_1^b — звенящая свита; γ — кварцевые порфиры; δ — диабазы

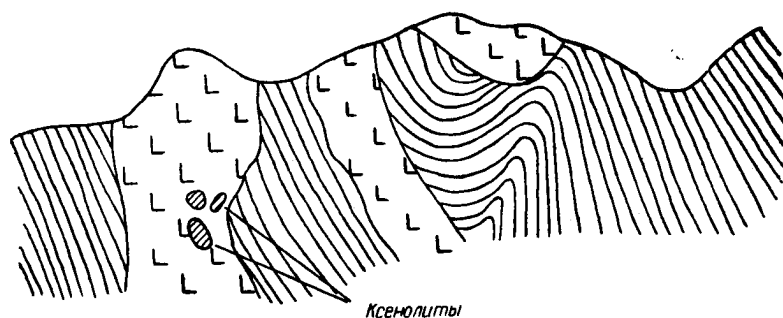


Рис. 15. Небольшие интрузии габбро-диабазов, прорывающие глинистые сланцы красногорской свиты. Обнажение в 900 м к западу от горы Кулбус-Даш

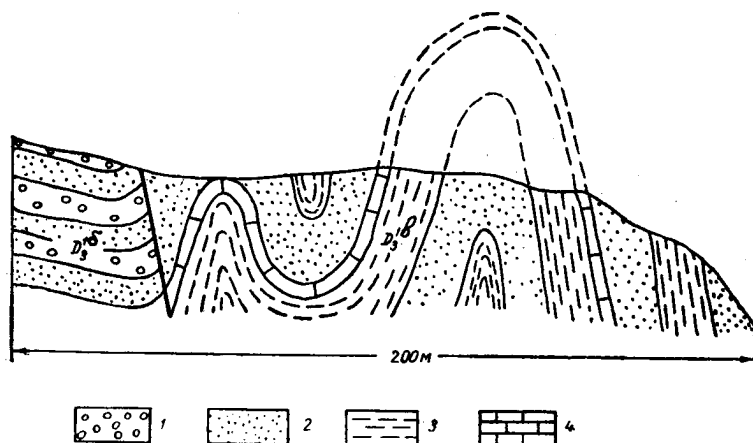


Рис. 16. Зарисовка складок в породах кохайской свиты (D_3^{16}), возникших вблизи тектонического контакта с джаргинской свитой (D_3^B):
1 — красноцветные конгломераты; 2 — краснобурные песчаники и алевролиты;
3 — аргиллиты; 4 — известняки

К северу от Поштагской синклинали располагается своеобразная угловатая Кызылджаринская антиклиналь. Размер складки вдоль ее оси около 10 км, размах между крыльями достигает 12 км. Крылья антиклинали плоские, в замке они резко перегибаются под углом в 70—80°. Шарнир наклонен к северо-востоку под углом в 15—20°. Угол наклона крыльев колеблется от 20 до 30°. Антиклиналь осложнена несколькими более мелкими, обычно угловатыми складочками. Ядро антиклинали образовано отложениями верхней части эффузивно-осадочного комплекса и залегающими на нем трансгрессивно-красноцветными свитами живетского яруса и верхнего девона. С запада и юга ядро ограничено разломами.

Зона сочленения антиклинали с Поштагской синклиалью весьма своеобразна. Здесь восточное крыло Кызылджаринской структуры, простирающееся почти меридионально, отделено широтным разломом от Поштагской синклинали, простирающейся широтно. Подобный способ сочленения, как известно, является характерным для торцовых структур.

С запада антиклиналь ограничена разломом, протягивающимся от горы Кулбус-Даш до гор Ак-Таг; к северо-востоку от антиклинали располагается Кербесская асимметричная синклиналь, происхождение которой связывается с разломом северо-северо-западной ориентировки.

Небольшой разлом, приводящий в тектонический контакт известняки кохайской свиты с джаргинскими конгломератами, прослеживается и по северо-западному крылу антиклинали, вдоль подножья гор Кербес. В зоне контакта пласты известняков образуют мелкие правильные линейно-вытянутые приразломные складки северо-восточного простираения (рис. 16). Таким образом, описанная структура со всех сторон ограничена разломами.

Асимметричные удлиненные складки. Примером асимметричных удлиненных складок являются сопряженные между собой антиклиналь и синклиналь, расположенные в нижней части оврага Правый Кара-Суг (рис. 17, 18).

Первая из них представляет длинную и узкую складку примерно широтного простираения с очень крутым южным и несколько более пологим северным крылом. Ядро антиклинали образовано кембрийскими породами. Интенсивность дислоцированности пород увеличивается ближе к ядру, где они стоят почти вертикально, перегиб резкий; южное крыло осложнено мелкими складочками и взбросами с небольшой амплитудой смещения. Шарнир антиклинали погружается в восточном направлении под углом 5—8°.

Синклиналь, примыкающая к антиклинали с юга, представляет узкую, асимметричную структуру запад-северо-западного простираения с очень крутым (70—80°) северным и пологим (35°) южным крылом.

По направлению к северо-западу синклиналь замыкается, причем в наиболее периферической ее части центриклинальное окончание имеет сравнительно плавные формы, хотя ближе к центру ядра перегиб крыльев происходит более резко, под острым углом. В породах фундамента осевой части данной синклинали соответствует зона разлома, отделяющая друг от друга две кембрийские антиклинали.

Подобные складки развиты и по северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинали, где они обычно скрыты под отложениями каменноугольной системы и выходят на поверхность только в ядрах некоторых брахиантиклиналей. Наиболее резко связь удлиненных асимметричных складок с разрывными нарушениями проявляется в породах среднего и верхнего подэтажей. Как правило, одно крыло такой складки

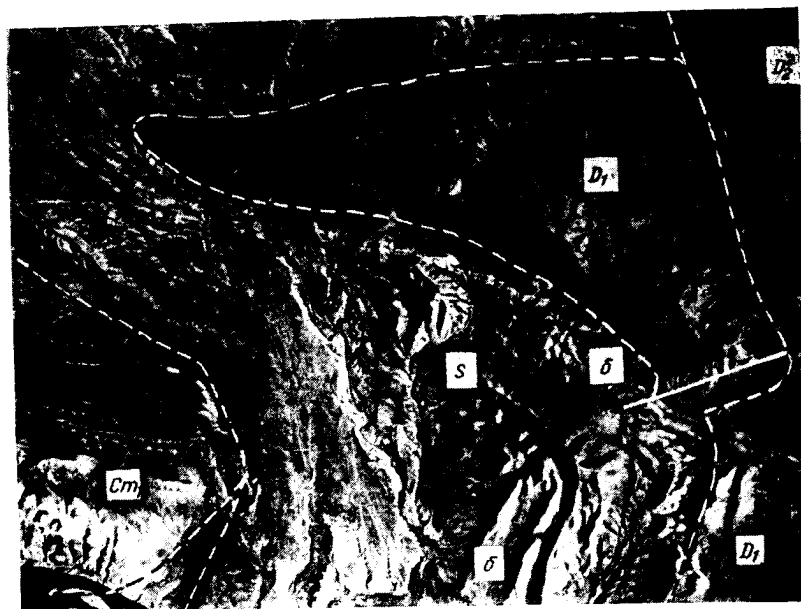


Рис. 17. Синклинальная складка в породах силура и эффузивно-осадочного комплекса девона. Одновременно видно трансгрессивное и несогласное перекрытие кембрийских пород силурийскими отложениями. Овраг Правый Кара-Суг. Масштаб ~ 1 : 40 000

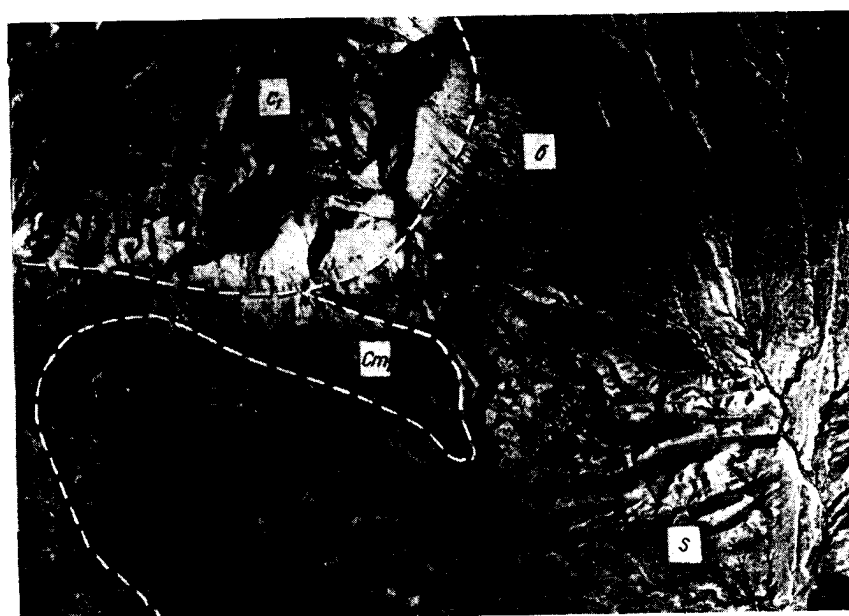


Рис. 18. Складки в породах силура. В верхнем левом углу снимка видно трансгрессивное перекрытие силурийских пород отложениями каменноугольного возраста, δ — дайки диабазов. Правый борт овра. Правый Кара-Суг. Масштаб ~ 1 : 40 000

круто наклонено или даже оборвано, тогда как другое наклонено всего лишь под углом $5-10^\circ$.

Близкие по форме складки в литературе описаны как рубцовые, или флексурные, а И. В. Лучицкий (1956) называет их обратными флексурами.

На площади Центрально-Тувинского поднятия выделяются асимметричные складки двух направлений: северо-восточного и северо-западного. Складки северо-восточной ориентировки развиты в западной части поднятия; складки северо-западного направления характерны для восточной части поднятия, а также для Хадынского прогиба.

Примерами складок северо-восточного простирания являются Актагская и Инитальская синклинали, расположенные вдоль северо-западного борта Боянгольской горст-антиклинали. Первая из них приурочена к долине речки Тебек, другая начинается в 8 км выше устья р. Боянгол и уходит далеко на юго-запад. Актагская синклиналь (см. рис. 15) слагается породами звенящей свиты и только в ее ядре сохранились выше лежащие джаргинские песчаники. В строении Инитальской синклинали, кроме звенящей свиты, принимают участие и среднеюрские образования. Обе синклинали наложены на более древние структуры кембрия, силура и эффузивно-осадочного комплекса девона.

Общим для обеих синклиналей является их асимметричная форма. Породы на север-северо-западном крыле стоят вертикально или даже немного подвернуты. Противоположное крыло имеет наклон, не превышающий $5-10^\circ$. Несомненно, что подобная асимметрия связана с ограничивающей синклинали с северо-северо-запада зоной разлома. Породы кембрия, находящиеся в тектоническом контакте с звенящей свитой карбона и верхней юрой, сильно перемяты, рассечены многочисленными трещинами, выполненными кальцитом и кварцем; метаморфизм их достаточно велик, так что не удастся установить первичной слоистости и других текстурных признаков.

К юго-востоку от урочища Бай-Булун прослеживается резко асимметричная Совхозская антиклиналь, простирающаяся в северо-западном направлении.

Антиклиналь сложена отложениями звенящей свиты; более древние породы прослеживаются только в ее северо-западной части.

Северо-восточное крыло наклонено под углом $5-8^\circ$, вдоль юго-западного крыла проходит резкий флексурообразный керегиб, породы звенящей свиты наклонены под углом $70-85^\circ$. На юго-востоке антиклиналь сравнительно плавно замыкается, а резкий флексурообразный перегиб слоев постепенно затухает. На северо-западе антиклиналь заметно расширяется. По своей форме она напоминает типичный «структурный нос». На северо-западном продолжении антиклинали в породах эффузивно-осадочного комплекса отмечается ряд нарушений в виде отдельных вздутый и коленообразных изгибов.

Брахiantiклинали. Довольно близко по своей морфологии и происхождению к описанным асимметричным складкам стоит группа брахiantiклиналей, характерной чертой которых также является их асимметрия. Брахискладчатое строение особенно хорошо выражено в каменноугольных породах; более древние образования, слагающие ядра брахиструктур, сложно дислоцированы, причем нередко их простирание не совпадает с общей ориентировкой структуры.

Наиболее просто построена Джаргинская брахiantiклиналь, прослеживаемая в районе нижнего течения речки Суглуг-Хем к северу от утеса Джарга. Она простирается в северо-западном направлении, ее длина 7 км, ширина 3—3,5 км. Ядро образовано породами верхнего де-

вона, моноклинально падающими на юго-запад под углом в 30° ; покрывающие породы карбона на юго-западном крыле наклонены под углом в 25° , на северо-восточном — $5-10^\circ$.

Необходимо отметить своеобразное взаимоотношение шивеликской и звенящей свит с подстилающими отложениями верхнего девона. По юго-западному крылу наблюдается согласное залегание шивеликской свиты, мощность которой достигает 200 м, на красноцветных песчаниках и конгломератах джаргинской свиты. Однако по направлению к юго-восточному крылу шивеликская свита залегает на подстилающих породах уже резко несогласно, мощность ее сокращается до 20—30 м, а местами она отсутствует вовсе и тогда вышележащая звенящая свита несогласно перекрывает верхнедевонские отложения.

Следующая брахиантиклиналь — Суглугхемская (см. рис. 21) располагается в верховьях реки Суглуг-Хем в 15 км от ее устья. Длина ее 5 км, ширина 4 км. Простирается антиклиналь северо-западное; по своим очертаниям она имеет овальную форму с уплощенной юго-западной, стороной. Юго-западное крыло наклонено под углом в 35° , северо-восточное — в пределах $10-15^\circ$.

Суглугхемская антиклиналь, подобно Джаргинской, характеризуется асимметричной формой, однако внутреннее строение ее ядра значительно сложнее. Ядро структуры складывается нижним кембрием и среднепалеозойскими образованиями, причем метаморфизованный кембрий, обнажающийся в северной части ядра, поставлен на голову.

Внутри метаморфизованных кембрийских пород зажаты сильно перемятые, но не метаморфизованные песчаники и известняки, содержащие фауну силура.

С юга и юго-востока кембрийские отложения перекрываются нижне-девонскими вулканогенными образованиями, угол наклона которых колеблется около 30° . Примечательно, что изгиб эффузивных толщ девона подчинен общему плану строения Суглугхемской брахиантиклинали. По южной окраине антиклинали между шивеликской свитой и нижнедевонскими эффузивами располагается 150 м пачка красноцветных конгломератов джаргинской свиты, наклоненных на юг под углом в 20° .

Еще более сложно построена брахиантиклиналь, расположенная к югу от горы Тебек и урочища Тойлуг. Точнее она состоит из двух широтных брахиантиклиналей, несколько смещенных друг относительно друга и разделенных узкой перемычкой. Первая брахиантиклиналь, входящая непосредственно к югу от горы Тебек, имеет длину 6 км и ширину 4 км. Северное крыло осложнено разломом. Угол наклона южного крыла около 30° , восточное периклинальное окончание погружается под углом в $10-15^\circ$. Ядро структуры состоит из резко метаморфизованных пород кембрия, верхнего силура и нижнего девона. Верхнесилурийские породы, отделенные от кембрийских линией разлома, образуют сжатую антиклинальную складку, осложненную в свою очередь рядом более мелких коробчатых и угловатых складочек (рис. 19). Несогласно лежащие на силуре нижнедевонские образования (рис. 20) смяты в угловатую, синклинальную складку, быстро расширяющуюся в западном направлении.

Строение соседней брахиантиклинали, расположенной к югу от урочища Тойлуг, значительно проще. Она имеет овальную форму с длинной осью, простирающейся в восточно-северо-восточном направлении. Породы звенящей свиты, окаймляющие ее ядро, падают под углом

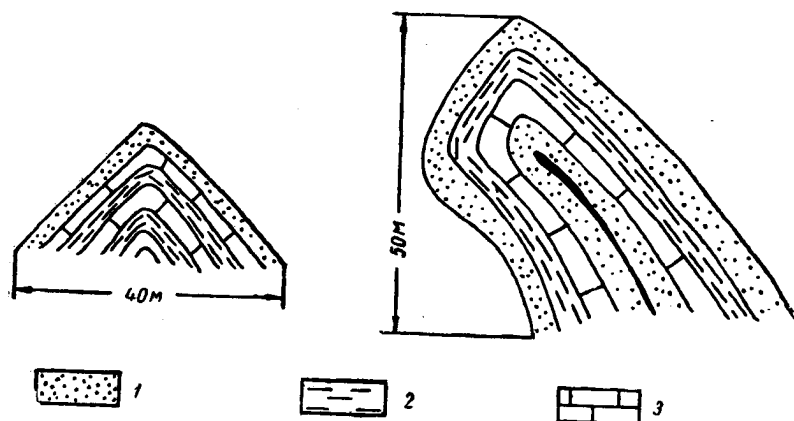


Рис. 19. Угловые складки в породах силура, осложняющие антиклиналь к югу от горы Тебек:
1 — песчаники и алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — известняки

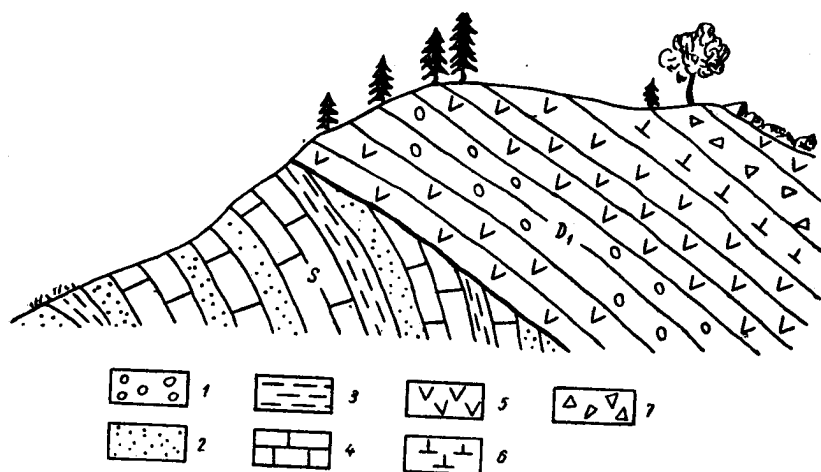


Рис. 20. Зарисовка, показывающая несогласное наложение эффузивов нижнего девона (D_1) на известняки силура (S) в районе Тебекской антиклинали:
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — известняки; 5 — основные и средние эффузивы; 6 — туфы и туффиты; 7 — туфобрекчии

в $10-12^\circ$; только на юго-юго-восточном крыле наблюдаются углы в $20-25^\circ$. Ядро структуры представляет антиклинальную складку, простирающуюся которой в общем соответствует простираанию брахиантиклинали.

Между двумя описанными брахиантиклиналями находится узкая синклинальная складочка северо-западного простираания, сложенная породами звенящей свиты. Ее ширина всего около $500-1000$ м, причем северо-западное крыло крутое ($30-40^\circ$), юго-восточное значительно более пологое (10°). При рассмотрении строения ядер двух смежных брахиантиклиналей видно, что они разделены зоной разлома, вдоль которого произошло значительное смещение. В породах звенящей свиты разлом выразился в образовании узкой асимметричной синклинали, которая далее к юго-востоку переходит в флексуру.

Все описанные брахиантиклинали, собственно говоря, представляют осложнение одной крупной антиклинали, протягивающейся от северной окраины урочища Тойлуг до устья речки Суглуг-Хем. Она имеет дугообразно изогнутую форму с выпуклостью, обращенной к северо-востоку. Юго-западное крыло осложнено флексурой, северо-восточное более пологое, наклоненное под углом $5-15^\circ$. Общая длина антиклинали около 20 км при ширине в $4-6$ км. На большом протяжении внешняя часть антиклинали сложена породами звенящей свиты, которая в районе развития брахискладок размыта и здесь обнажены более древние породы. Флексуобразное изгибание юго-западного крыла антиклинали, по всей вероятности, связано с разломом, скрытым под отложениями звенящей свиты. Достоверно его удалось установить только в районе Тебекской антиклинали, где он рассекает ее ядро на две части.

Ближние по строению брахиантиклинали прослеживаются в районе Хадынского прогиба, где они сочетаются с удлиненными асимметричными антиклиналями. Среди этих структур следует отметить Кочетовскую брахиантиклиналь, к юго-западу от которой располагается параллельная Совхозская антиклиналь.

Ядро Кочетовской антиклинали сложено вулканогенными и красноцветными образованиями девона; на крыльях той или другой принимают участие нижнекаменноугольные и юрские образования.

Кочетовская антиклиналь прослеживается на расстоянии 25 км от урочища Бай-Булун до д. Кочетовка. Ширина антиклинали колеблется от 6 до 8 км. По направлению к юго-востоку на ее продолжении появляется сходная структура, получившая название Меджигейской антиклинали. По-видимому, в данном случае мы имеем дело с ундуляцией шарнира одной и той же структуры. Каменноугольные и юрские отложения северо-восточного крыла Кочетовской структуры наклонены под углом $8-10^\circ$, вулканогенные породы эффузивно-осадочного комплекса под углом $12-15^\circ$. Юго-западное крыло значительно круче. Угол падения юрских пород достигает 60° , а звенящей свиты 70° ; красноцветные толщи верхнего девона и живетского яруса, а также и вулканогенные образования стоят вертикально или даже имеют обратное падение. Перегиб пород происходит резко и несомненно может быть назван флексуобразным. В осевой части Кочетовской антиклинали отложения верхнего девона и живетского яруса отсутствуют, так как они размыты перед накоплением каменноугольных осадков. Мощность каменноугольных пород не превышает нескольких десятков метров, а местами они также размыты и тогда на эффузивно-осадочных толщах залегают юрские конгломераты.

Взаимоотношения отдельных свит трансгрессивные с отчетливо выраженными угловыми несогласиями, благодаря чему общее строение антиклинали сильно усложняется.

Овальные мульды. Внутри Западно-Таннуольского синклинального прогиба широко развиты овальные крупные мульды, разделенные между собой приподнятыми участками.

Мульды сложены отложениями живетского яруса, верхнего девона, карбона и юры. Самой большой является Хендергинская мульда, затем следуют Бьертдагская, Онкажинская и Актальская.

Наиболее полно нами была изучена Бьертдагская мульда. Она имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-западном направлении на 25—30 км.

Породы, выполняющие мульду, в западной ее части представлены атакшильской свитой, полным непрерывным разрезом живетского яруса, верхнего девона и карбона, достигающими общей мощности 2500 м. По направлению к юго-востоку мощности свит уменьшаются, карбон выклинивается нацело и появляется юра, залегающая трансгрессивно на различных свитах девона.

С северо-востока, а отчасти и с юго-запада мульда ограничена разломами, по которым контактируют породы живетского яруса с толщами эффузивно-осадочного комплекса. Вдоль разломов отложения, слагающие мульду, стоят вертикально, однако на расстоянии 2—3 км в сторону от разломов они приобретают падение равное 10—15°.

Северное крыло мульды в районе ключа Кулузун осложнено меридионально простирающейся угловатой, коробчатой антиклинальной складкой, разделяющей мульду на две части. Антиклиналь замыкается только на юге, в северном направлении она расширяется и ограничивается широтным разрывом. Вдоль ядра антиклинали протягивается разлом, ответвляющийся от широтного, с которым, по всей видимости, и связано возникновение Кулузунской складки.

Онкажинская мульда, расположенная к югу от Бьертдагской, несколько уступает ей по своим размерам (см. рис. 21). Она имеет полуовальную форму и обращена своей уплощенной стороной к северо-северо-востоку. Между Онкажинской и Бьертдагской мульдами располагается асимметричная антиклиналь, сложенная породами эффузивно-осадочного комплекса девона. Серия разломов полукругом окаймляет юго-западную часть мульды.

Общая длина структуры около 22—25 км, ее поперечное сечение в наиболее широкой части достигает 12 км. Несколько небольших антиклиналей северо-восточного простираения усложняют внутреннее строение мульды и придают ее очертаниям неправильную форму.

Мульда сложена живетскими, верхнедевонскими, средне- и верхнекаменноугольными образованиями, отсутствующими в более северных районах, и юрой.

Актальская мульда по своим размерам и очертаниям приближается к Онкажинской. Большая ее часть скрыта под аллювием р. Элегест и ее притоков. На поверхности можно наблюдать, и то далеко не полностью, ее северную половину. Общее простираение мульды северо-северо-восточное; с северо-запада, а также, очевидно, и с северо-востока от соседних структур она отделена рядом разломов. В строении мульды принимают участие живетские и верхнедевонские образования, а также породы всех трех отделов каменноугольной системы. В ядре структуры развита средняя юра и не исключено наличие пермских пород.

Рассмотрение мелких структур на площади Центрально-Тувинского поднятия (рис. 21) показывает, что среди них широко распространены

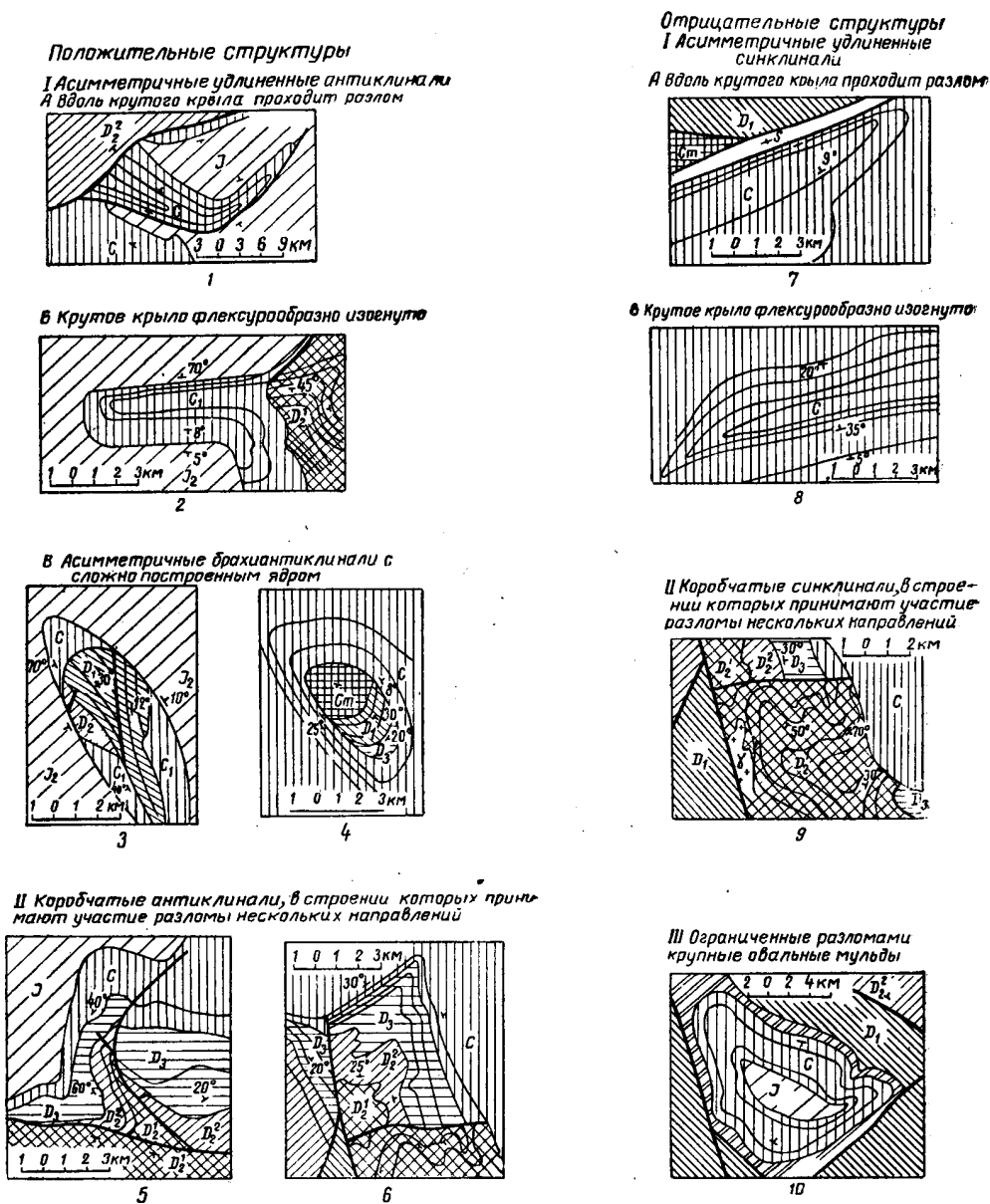


Рис. 21. Некоторые примеры складчато-глыбовых структур, характерных для центральной части Тувинского прогиба:

1 — Эрбекская антиклиналь; 2 — Совхозская антиклиналь; 3 — Кочетовская антиклиналь; 4 — Суглугхемская антиклиналь; 5 — Кулузунская антиклиналь; 6 — Кызылджаринская антиклиналь; 7 — Актаская синклиналь; 8 — Кербесская синклиналь; 9 — Поштагская синклиналь; 10 — Онкажинская мульда

следующие три группы: 1) коробчатые и угловатые складки; 2) удлиненные асимметричные антиклинали и синклинали и 3) асимметричные брахиантиклинали с сложно построенным ядром.

Внутри Западно-Таннуольского синклинального прогиба развиты довольно крупные, ограниченные разломами овальные мульды.

Разломы и их роль в тектонике

В строении Тувинского прогиба разломы играют исключительную роль. С ними связано происхождение ряда крупных и малых структурных форм, а также история развития и формирование прогиба в целом.

Среди большого количества разломов, прослеживаемых в центральной части прогиба, выделяются разломы северо-восточного и юго-восточного направлений, причем первые (продольные) преобладают и определяют общее строение прогиба. Разломы юго-восточной ориентировки господствуют вдоль юго-восточного его борта. На площади Центрально-Тувинского поднятия происходит пересечение разломов этих двух направлений.

Следует отметить, что большинство разломов, ограничивающих отдельные структуры, отличаются длительным развитием в течение среднего и верхнего палеозоя.

Все разломы могут быть подразделены на следующие три крупные группы: 1) разломы большой протяженности и возможного глубинного заложения; они ограничивают прогиб от Западно-Саянской складчатой зоны; 2) разломы, разделяющие крупные структуры друг от друга внутри прогиба; 3) прочие разломы.

Разломы первой группы прослеживаются вдоль северо-западной окраины прогиба и отделяют, как показали работы В. А. Кузнецова, Г. А. Кудрявцева, Н. С. Зайцева, В. В. Сажинной и др., метаморфические породы низов ордовика и кембрия, входящие в состав Куртушибинского антиклинория, от неметаморфизованных образований верхов ордовика, силура и девона. В плане эти разломы выделяются в виде сложной зоны дробления, состоящей из ряда мелких блоков, вытянутых в северо-восточном направлении. Эта зона в литературе известна под названием Саяно-Тувинского разлома.

В зоне сочленения Западно-Саянской и Тувинской структурных зон кембрийские породы прорваны интрузиями гипербазитов, которые встречаются, однако, на некотором удалении от основных разломов (осевая часть хребта Куртушибинского, хребта Бура).

Разломы второй группы ограничивают крупные внутренние структуры прогиба. Большинство из них имеет северо-восточное простираение, согласное с ориентировкой Саяно-Тувинского разлома.

Наиболее хорошо были изучены разломы, ограничивающие Западно-Таннуольский синклинальный прогиб с северо-запада и юго-востока. С северо-запада разлом хорошо намечается внутри кембрийских пород, но в выполняющих впадину отложениях силура и девона он выражен, в основном, в виде флексуобразного перегиба слоев, а также находит отражение в изменениях фаций и мощностей.

Так, в зоне сочленения прогиба и Центрально-Тувинского поднятия на правом берегу р. Улуг-Хем между урочищем Оттых-Таш и устьем реки Барык на протяжении 8 км прослеживается полоса шириной в 1—2,5 км кембрийских песчаников, сланцев, конгломератов и граувакк, нарушенных большим количеством широтных разломов; породы в отдельных блоках смяты в мелкие напряженные складки; кроме того, в них повсеместно присутствуют плоскости скольжения и очень многочисленные трещины, выполненные кварцем, кальцитом и баритом.

Внутри этой сильно перемятой зоны располагается небольшая интрузия пироксенитов, вытянутая вдоль простирания. Интрузия в свою очередь прорвана несколькими штоками габбро и диабазов. Почти весь массив пироксенитов серпентинизирован и рассланцован.

Отложения силура, развитые к югу от полосы дислоцированных комбрийских пород, залегают на них трансгрессивно и наклонены на юг под углом в $35-50^\circ$. Особо следует отметить скачкообразное увеличение мощностей силура и эффузивно-осадочного комплекса к югу от этой зоны.

В районе урочища Кызыл-Джара разлом находит выражение в сложной перемятости и раздробленности пород девона. На геологической карте видно, как породы живетского яруса и верхнего девона, слагающие восточное крыло Кызылджаринской антиклинали и простирания почти меридионально под прямым углом, подходят к широтно ориентированной Поштагской синклинали. Линия контакта в плане извилиста, но в целом направлена широтно. Подобное торцовое сочленение совершенно определенно указывает, что структуры отделены друг от друга разломом. Амплитуда разлома у подножья гор Кербес достигает не менее 2—3 км, так как здесь контактирует верхняя часть эффузивно-осадочного комплекса (вероятно эйфельского яруса) с шивеликской свитой нижнекаменноугольного возраста. По направлению к западу амплитуда смещения уменьшается, так как к северу от пластовой интрузии габбро-диабазов те же горизонты эффузивно-осадочного комплекса контактируют уже с илеморовской свитой живетского яруса девона. Породы живетского яруса, верхнего девона и шивеликской свиты северного крыла нарушения вдоль контакта резко изгибаются и становятся на голову. Однако подобную дислоцированность можно проследить только на расстоянии 40—50 м в сторону от контакта.

Наоборот, в породах эффузивно-осадочного комплекса южного крыла вдоль разлома намечается полукилометровая зона дробления и смятия. Диабазы и диабазовые порфиры рассечены там большим количеством трещин, выполненных кварцем, халцедоном или кальцитом. Нередко встречаются отполированные до блеска плоскости скольжения с отчетливо выраженными бороздами.

Плоскость сбрасывателя хорошо видна в 2 км к северо-востоку от горы Поштаг, вдоль левого борта оврага, пересекающего интрузию габбро-диабазов. Здесь задранные кверху красноцветные песчаники бегрединской свиты отделены от шаровых лав спилитов прослоем тектонической брекчии, состоящей из плтносцементированных остроугольных обломков контактирующих пород. Плоскость сбрасывателя ориентирована широтно и под углом 85° наклонена на север. На правом борту оврага эффузивные породы располагаются непосредственно на мелкогалечных конгломератах бегрединской свиты. Плоскость сбрасывателя круто наклонена на юг. Волнистость линии сбрасывателя (см. рис. 14) в плане, а также наблюдения над характером контакта и приразломными дислокациями указывают, что плоскость сбрасывателя представляет волнистую поверхность, по всей вероятности, круто наклоненную к северу.

Оба крыла разлома трансгрессивно и несогласно перекрываются звенящей свитой, в которой разлом не находит никакого отражения. Таким образом, здесь точно фиксируется время прекращения движений по разлому.

Разлом, отделяющий Западно-Таннуольский прогиб от своего обрамления с юго-востока, выражен менее отчетливо. В некоторых местах

девонские и каменноугольные отложения в зоне сочленения прогиба с обрамлением не испытали разрыва сплошности и о существовании погребенного разлома в фундаменте можно предполагать только по резкому изменению мощностей и фаций в силурийских и девонских отложениях.

Так, например, район урочища Бай-Булуи находится на продолжении зоны дизъюнктивных нарушений, отделяющей Восточно-Таннуольский антиклинорий от Западно-Таннуольского синклинального прогиба. Как видно на геологической карте, там на поверхности не наблюдается каких-либо разломов северо-восточного направления. В связи с этим создается впечатление, что прогиб здесь не ограничен разломом и имеет расплывчатые очертания.

Однако в зоне сочленения Западно-Таннуольского и Хадынского синклинальных прогибов происходит резкое изменение мощностей и фаций девона, что может свидетельствовать о длительном развитии разлома на глубине. Фациальные изменения силурийских отложений в зонах разломов дают возможность предполагать, что они заложены в конце ордовика — начале силура, когда начал формироваться Тувинский прогиб.

К третьей группе разломов относятся такие, которые расчленяют основные структурные элементы на ряд более мелких блоков. Эта группа разломов отличается от только что описанной меньшим протяжением и более поздним заложением, однако интенсивность дислокаций в зонах контактов блоков нередко достаточно велика, амплитуды смещений значительны, а для ряда разломов устанавливается и длительная история развития. Большинство разломов этой группы заложено в конце силура — начале девона, т. е. позже ранее описанных разломов.

Примером подобных разломов являются нарушения, ограничивающие Уюкскую грабен-синклиналь, а также разломы, расчленяющие Западно-Таннуольский, Туранский и Хадынский синклинальные прогибы на ряд вытянутых длинных блоков. От этих разломов, обычно, отходят дополнительные мелкие разрывы, осложняющие общее строение структур.

Разломы, ограничивающие Уюкскую грабен-синклиналь с северо-запада и юго-востока, на поверхности выражены довольно отчетливо. Оба они протягиваются в северо-восточном направлении в общем согласен со складчатостью фундамента. На юго-западе они заметно сближаются между собой, а на северо-востоке изгибаются и расходятся.

Подробно нами был изучен небольшой отрезок разлома, ограничивающего Уюкскую грабен-синклиналь с юго-востока вдоль долины реки Тебек, где на всем протяжении разлома каменноугольные, а местами и юрские отложения северо-западного борта Боянгольской структуры контактируют с кембрийскими или девонскими породами юго-восточного борта Уюкской грабен-синклинали. На границе с разрывом породы карбона и юры резко задраны вверх; в большинстве случаев они стоят вертикально, но иногда имеют и небольшое обратное падение.

Плохая обнаженность не дает возможности отчетливо проследить здесь взаимоотношения контактирующих между собой толщ. Отдельные выходы показывают, что контактирующие с каменноугольными отложениями более древние породы грабена сильно перемяты и раздроблены. Кембрийские сланцы и граувакки пронизаны сетью кальцитовых и баритовых жил, а верхнесилурийские песчаники и известняки перемяты до такой степени, что трудно выяснить их первичную слоистость. Проследить непрерывно плоскость сбрасывателя вдоль юго-восточной окраины грабена не представляется возможным, так как здесь существует

целая сложная зона дробления. Можно только отметить, что южный борт грабена взброшен в направлении Боянгольской горст-антиклинали. На это указывает дислоцированность каменноугольных и юрских отложений вдоль северного крыла Боянгольской структуры (см. рис. 2).

Силурийские отложения в районе разлома не испытывают существенных фациальных изменений, но в девоне влияние разлома ощущается очень отчетливо, что и заставляет предполагать, что он возник в конце силура или начале девона.

У подножья северного склона гор Бьерт-Даг прослеживается разлом широтного направления, осложняющий Западно-Таннуольский синклинальный прогиб. Он намечается в верховьях речки Сенек, откуда протягивается к урочищу Бай-Булун, описывая при этом дугу, обращенную

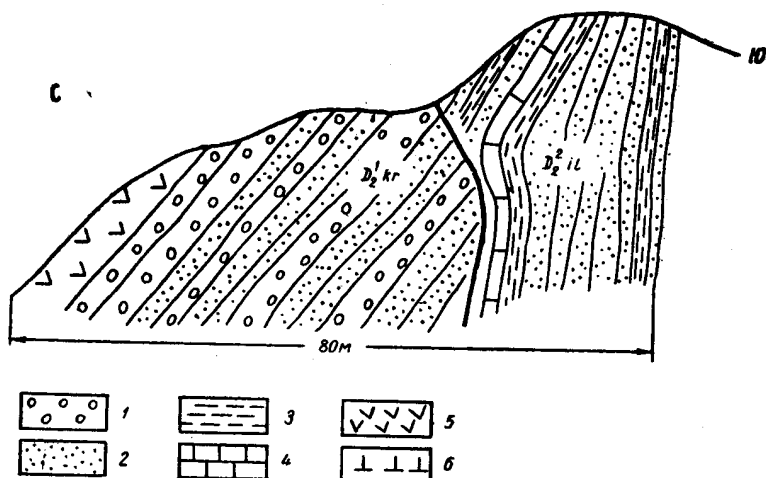


Рис. 22. Характер тектонического контакта между красногорской свитой (D_2^{kr}) эйфеля и илеморовской свитой (D_2^{il}) живета.

Зарисовка в 2,5 км к западу от ключа Кулузун:

1 — красно-бурые конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — основные эффузивы; 6 — туфы

выпуклостью на север. По разлому контактируют байбулунская и красногорская свиты с атакшильской свитой, живетскими и верхнедевонскими образованиями. Амплитуда смещения достигает, по крайней мере, 1,5—2 км. Отложения живетского яруса и верхнего девона, слагающие южное крыло нарушения, вблизи контакта резко задраны кверху и стоят вертикально. Породы северного крыла разлома дислоцированы более интенсивно, раздроблены и смяты в мелкие складки.

В одном из оврагов к западу от ключа Кулузун можно видеть взаимоотношения контактирующих пород (рис. 22, 23). По правому борту оврага вертикально стоящие слои живетского яруса соприкасаются с круто падающими на север песчаниками и эффузивами красногорской свиты, причем плоскость сместителя ориентирована широтно со слабо заметным падением к северу (см. рис. 22).

По левому борту того же оврага (см. рис. 23) вдоль разлома породы разбиты на мелкие тектонические клинья. Один из клиньев, шириной в 200 м и длиной около 7 км, прослежен в 3,5 км в восток от ключа Кулузун.

Как и для большинства других уже описанных разломов, это нарушение следует отнести к взбросу, северное крыло которого надвинуто на южное по очень крутой плоскости.

Разломы северо-западного направления, поперечные к общему простиранию Тувинского прогиба, довольно широко развиты вдоль юго-восточного обрамления прогиба, а также на площади Центрально-Тувинского поднятия. В одних случаях они ответвляются от разломов северо-восточной ориентировки, а в других — пересекают их.

Поперечные разломы, прослеживаемые вдоль восточного окончания Центрально-Тувинского поднятия, особенно широко развиты в среднепалеозойских толщах. В большинстве случаев это небольшие быстро затухающие разрывы с амплитудой смещения в несколько десятков метров. Ни один из них не пересекает всего Тувинского прогиба.

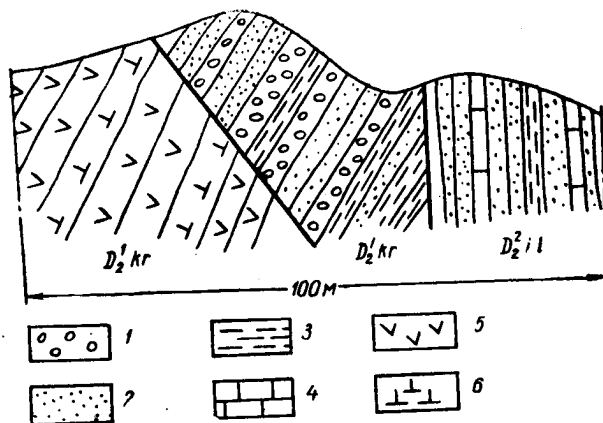


Рис. 23. Зарисовка тектонического контакта между красногорской и илеморовской свитами. Овраг в районе ключа Кулузун. Условные обозначения те же, что на рис. 21.

Особенно большое количество их прослеживается к югу от урочища Оттых-Таш в породах силура, раздробленных на ряд мелких блоков, смещенных один относительно другого на несколько десятков, реже первых сотен метров (см. рис. 2).

Только некоторые разрывы пересекают образования эффузивно-осадочного комплекса целиком. Один из них протягивается от восточной окраины урочища Оттых-Таш до ключа Кулузун и, вероятно, участвует в строении Кулузунской антиклинали. Вдоль линии сброса дислоцированность пород невелика, но эффузивные породы в районе контакта испытывают значительную эпидотизацию, которая обуславливает их зеленую окраску. Эпидотизированная зона имеет ширину в 500—100 м и приурочена к эффузивам основного и среднего состава.

В районе урочища Кызыл-Джара восточнее оврага Левый Кара-Суг прослеживается еще одно нарушение, простирающееся в северо-северо-западном направлении на протяжении около 10 км. Оно отделяет угловатую Кызылджаринскую антиклиналь от примыкающей к ней с запада небольшой моноклинали. Нарушение устанавливается с трудом, так как смещение наблюдается внутри однообразных красноцветных свит живецкого яруса и верхнего девона. Только тщательное изучение стратиграфии позволяет обнаружить разлом и выяснить истинные соотношения пород. В 300—500 м к северо-западу от сложенного эффузивами ядра Кызылджаринской антиклинали видно надвигание среднедевонской илеморовской свиты на кохайскую свиту верхнедевонского возраста. В породах присутствуют многочисленные и хорошо отполированные зеркала

скольжения с отчетливо выраженными бороздами скольжения, наклоненными на восток под углом в $40-60^\circ$. В зоне контакта наблюдается значительное дробление пород, а известняки кохайской свиты, участвующие в строении опущенного крыла, пронизаны многочисленными тонкими жилками кальцита.

Как показывают стратиграфические соотношения, восточно-северо-восточное крыло разлома приподнято, а западно-юго-западное — опущено. Плоскость сбрасывателя наклонена на восток-юго-восток под углом в $40-60^\circ$. Амплитуда смещения (стратиграфическая) достигает $400-600$ м.

Этот разлом интересен тем, что время его возникновения и затухания можно определить. По обе стороны от разлома мощности и состав девонских пород и шивеликской свиты нижнего карбона одинаковы, так что даже при внимательном изучении не видно каких-либо фациальных различий, которые можно было бы связать с движениями по разлому в это время. Породы звенящей свиты трансгрессивно перекрывают оба смещенные крыла и не испытывают никакой дислоцированности на продолжении нарушения. Исходя из того, что звенящая свита трансгрессивно перекрывает нарушенную разломом шивеликскую, не испытывая при этом каких-нибудь смещений, следует считать, что разлом возник и развивался в течение небольшого промежутка времени, соответствующего перерыву между накоплением шивеликской и звенящей свит турнейского яруса.

При рассмотрении как крупных, так и мелких средне-верхнепалеозойских структур уже отмечалось, что они непосредственно связаны с разрывными нарушениями. Неоднократно наблюдалось как разломы, прослеживаемые в фундаменте прогиба или в породах эффузивно-осадочного комплекса девона, в покрывающем их чехле каменноугольных и юрских отложений проявляются в форме флексур или асимметричных складок.

Например, разлом, ограничивающий с севера Бьертдагскую синклиналь, в районе урочища Бай-Булун изгибается на юго-восток и скрывается под породами звенящей свиты, в которых он находит отражение в виде флексурного изгиба юго-западного крыла Совхозской антиклинали (см. рис. 2).

Этот разлом привел в тектонический контакт отложения бай-булунской свиты эйфельского яруса с верхнеживетскими, а в отдельных местах и верхнедевонскими породами, что хорошо видно в северо-западной части Совхозской антиклинали. Плоскость сбрасывателя вертикальна или круто наклонена на северо-восток. Истинная амплитуда смещения пород девона по разлому не менее $900-1000$ м, тогда как флексура, связанная с этим разломом, имеет амплитуду в $400-500$ м, о чем можно судить по изгибу слоев основания звенящей свиты. Такая разница в амплитудах смещения может свидетельствовать о том, что разлом возник еще в докаменноугольное время. После накопления каменноугольных слоев вдоль него вновь произошли перемещения, что привело к образованию флексуры в породах карбона.

В заключение следует отметить, что для большого числа разломов Тувы обычно нельзя проследить отчетливо выраженную единую плоскость сбрасывателя, так как разломы представляют целую зону смятия и дробления пород, достигающие иногда в ширину до $2-5$ км. Наибольшей дислоцированности подвергаются породы кембрийского возраста, которые в зонах разломов резко перемяты, рассланцованы и прорваны интрузиями ультрабазитов. В вышележащих породах среднего и верхнего структурных этажей вдоль разломов также развиваются зоны дроб-

ления пород, представленные системой узких вытянутых блоков, ориентированных согласно с простиранием нарушения. Смятие пород выражено менее отчетливо.

Изучение строения зон разломов вкост простирания, а также степень дислоцированности пород вблизи разрывов (вертикальные или даже обратные падения пород опущенного крыла) приводят к заключению, что основную роль в строении района играют взбросы. Плоскости сбрасывателя там, где их можно проследить, круто наклонены или располагаются вертикально.

Прежние указания о присутствии в Центральной Туве пологих надвигов (Лебедева, 1938), в частности звенящей свиты нижнего карбона на кембрий, не подтвердились, так как здесь имеет место трансгрессивное налегание этой свиты, а не тектонический контакт ее с более древними породами.

Связь между средне-верхнепалеозойскими структурами и строением фундамента

Анализ отложений, выполняющих прогиб, и их структурных взаимоотношений с соседними зонами и подстилающим фундаментом показывает, что Тувинский межгорный прогиб заложился в конце ордовика на сложном складчатом основании. На северо-западе он граничит с Западно-Саянской ордовикской геосинклиналью, от которой отделен глубинным разломом. Большая часть Тувы в верхнем кембрии и ордовике была поднята и являлась областью питания Западно-Саянской геосинклинали.

Структуры складчатого основания Тувинского прогиба вблизи Западных Саян имеют северо-восточное направление, но в районе Центрально-Тувинского и Оджинского поднятий они отклоняются к востоку и юго-востоку, намечая виргацию складок.

Основные разломы, обусловившие формирование Тувинского прогиба, вдоль северо-западной его окраины идут согласно со складчатостью обрамляющей зоны и пород фундамента, а на юго-востоке секут структуру основания почти под прямым углом.

Наряду с главными северо-восточными разломами, ограничивающими прогиб, значительную роль вдоль юго-восточной его окраины играют разломы северо-западного направления. В районах виргации структур фундамента происходит пересечение этих разломов, что и вызывает большую сложность глыбовой тектоники.

Разломы, заложенные в Алтае-Саянской складчатой области в средне-верхнепалеозойское время, вероятно, приспособлялись к структурному плану фундамента, поэтому там, где прямолинейная ориентировка складок фундамента выдерживается на значительном расстоянии, разломы направлены вдоль них или секут их под небольшим углом. Однако в участках виргаций и резких ветвлений складок фундамента разломы не следуют их простираниям, а пересекают структуры фундамента уже под значительными углами.

К средне-верхнепалеозойским структурам, развитым на линейно-вытянутом пучке каледонских складок, относится Туранский прогиб, Уюкская грабен-синклиналь, Усинская впадина и др. Внутреннее строение подобных структур сравнительно просто: их осложняет небольшое количество продольных разломов и связанных с ними флексур, асимметричных складок и брахиструктур.

Значительно более сложное строение имеют те средне-верхнепалеозойские структуры, которые приурочены к участкам виргации складок фундамента.

Многочисленные разломы северо-восточного и северо-западного направлений разделяют Центрально-Тувинское поднятие на ряд блоков, внутри которых выделяются очень сложные угловатые и коробчатые складчатые формы.

Разрез среднего и верхнего палеозоя на площади поднятия имеет сокращенную мощность, сложен, в основном, грубообломочными породами и сопровождается значительным количеством угловых несогласий. Отдельные структуры имеют различную ориентировку.

Сложность строения района Центрально-Тувинского поднятия, по-видимому, может быть объяснена тем обстоятельством, что в данном участке происходит сочленение структур фундамента северо-восточного и северо-западного направления. Это сочленение происходит, по-видимому, местами плавно путем заворота простираций и образования дугообразных изгибов, местами же оно сопровождается разрывами и различные направления приходят друг к другу в притык. Разломы, расколовшие в среднем палеозое фундамент на ряд дополнительных блоков, в районе таких сложных сочленений часто не повторяют структур фундамента, а пересекают их, в результате чего в выполняющих прогиб породах возникли своеобразно построенные угловатые и коробчатые структуры.

В восточной части Западно-Таннуольского прогиба, простираение которого также отчасти не совпадает с ориентировкой структур фундамента, в связи с большой мощностью средне-верхнепалеозойских пород на поверхности проявляются только наиболее крупные разломы фундамента, среди которых также выделяются разломы северо-восточного и северо-западного направления. Они иногда пересекают друг друга, но вместе с тем нередко наблюдается, как разломы северо-восточного направления плавно изгибаются и приобретают юго-восточное простираение, повторяя, по-видимому, ориентировку структур фундамента. Между отдельными ветвями разломов располагаются овальные мульды, выполненные девонскими и каменноугольными отложениями.

Несколько особое положение в общей структуре района занимает Кызыльская мезозойская мульда, неправильные очертания которой как будто находятся вне всякой связи с структурой фундамента. Однако, при внимательном рассмотрении выясняется, что мульда приурочена к району виргации нижнепалеозойских структур фундамента. Она заключена между северо-восточной и юго-восточной ветвями, расходящимися в районе Центрально-Тувинского поднятия, что и обусловило своеобразную форму мульды и даже ориентировку ее внутренних структур.

Выводы

1. Тувинский межгорный прогиб, как и расположенные севернее впадины Минусинской котловины, приурочены к виргациям нижнепалеозойских структур Алтае-Саянской складчатой области.

2. Внутреннее строение Тувинского прогиба неоднородно. В его центральной части выделяются крупные горстовые выступы фундамента, образующие поднятия и расположенные между ними участки длительного опускания — синклиналильные прогибы. Поднятия имеют сложное строение и состоят из ряда горстов и заключенных между ними грабенов. Крупной наложенной структурой является мезозойская Кызыльская мульда.

3. На площади Центрально-Тувинского поднятия разрез среднего и верхнего палеозоя, по сравнению с прогибами, сокращен по мощности.

внутри него отмечается значительное количество угловых несогласий и перерывов, а структуры отличаются значительной сложностью. В прогибах разрез непрерывен и достигает большой мощности, внутреннее строение структур более простое.

4. Крупные поднятия и синклинальные прогибы начали свое формирование одновременно с возникновением Тувинского межгорного прогиба (верхи ордовика — низы силура), горст-антиклинали и грабен-синклинали заложилась в девоне, когда дизъюнктивная тектоника достигла наивысшего напряжения. В мезозое возникла Кызыльская наложенная мульда.

5. Среди мелких тектонических форм, осложняющих крупные структуры, выделяются асимметричные удлиненные складки, коробчатые и угловатые антиклинали и синклинали, ограниченные разломами овалыные мульды, асимметричные брахиантиклинали.

6. Структуры Тувинского прогиба как крупные, так и мелкие непосредственно связаны с расколами в фундаменте. На это указывает морфология структур и резкие изменения мощностей и фаций среднего и верхнего палеозоя.

7. Разломы, возникшие в фундаменте в среднем и верхнем палеозое, в основном наследуют простираения его структур, но в районах резких изменений простираций структур фундамента и их виргаций разломы секут их под различными углами. Вследствие этого в покрывающем фундамент чехле образовались многочисленные угловатые и коробчатые складки.

8. Таким образом, можно заключить, что структуры фундамента оказывают существенное влияние на строение средне-верхнепалеозойских структур прогиба; при этом структуры, приуроченные к параллельному пучку складок фундамента, построены сравнительно просто. Для них характерен длительный, унаследованный характер развития. Средне-верхнепалеозойские структуры, приуроченные к районам виргации складок фундамента, построены особенно сложно.

Глава IV. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР ТУВЫ

ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ И ФАЦИЙ ПОРОД СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ИХ СВЯЗЬ С РАЗВИТИЕМ НЕКОТОРЫХ КРУПНЫХ СТРУКТУР

Анализ распределения мощностей и фаций одновременно с прослеживанием перерывов и угловых несогласий показывает, что развитие таких структур, как поднятия и прогибы, началось с силура и продолжалось в девоне и карбоне.

Изменения мощностей и фаций в них особенно отчетливо наблюдается вкрест простирающихся структур, что хорошо видно на примерах строения Западно-Таннуольского и Туранского синклинальных прогибов и Центрально-Тувинского поднятия.

Так, наиболее полный разрез силура приурочен к Западно-Таннуольскому прогибу, где он сложен в основном песчано-карбонатными породами общей мощностью до 5—6 км. В Туранском прогибе мощность силура достигает 4—4,5 км. На площади Центрально-Тувинского поднятия мощность силурийских отложений сокращается до 1,5—2 км, а сероцветные карбонатные породы, широко развитые в соседних прогибах, замещаются красноцветными песчаниками и алевролитами.

Силурийские породы развиты местами и на площади обрамления прогиба, но их мощность повсеместно не превышает 400—600 м, причем представлены они преимущественно красноцветными песчаниками и гравелитами.

Сходные закономерности распределения мощностей характерны для отложений девонской системы. Наибольшие мощности девонских толщ развиты в Западно-Таннуольском и Туранском прогибах; на площади Центрально-Тувинского поднятия разрез девона резко сокращен и сопровождается значительным количеством локальных перерывов и угловых несогласий. Так, в Западно-Таннуольском прогибе мощность девонских отложений местами достигает 5—6 км, причем в их строении наряду с вулканогенными и лагунно-континентальными породами участвуют и морские.

В Туранском синклинальном прогибе развита только нижняя, вулканогенная часть разреза девона, однако, ее мощность нередко превышает 3—4 км.

На площади Центрально-Тувинского поднятия девон сложен преимущественно красноцветными грубообломочными породами. Общая мощность его сокращается до 1,5—2 км.

Мощность каменноугольных отложений в Западно-Таннуольском прогибе превышает 1500 м; разрез непрерывен и охватывает нижний,

средний и, по-видимому, верхний карбон. В районе Центрально-Тувинского поднятия присутствуют только нижнекаменноугольные породы общей мощностью не свыше 600—800 м, причем в их основании выделяется два местных угловых несогласия.

Эти общие данные свидетельствуют о том, что развитие основных внутренних структур прогиба происходило в течение длительного времени. Наиболее интенсивное опускание наблюдалось в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе, в котором в течение среднего и верхнего палеозоя накопилось около 8—10 км мощности пород.

Туранский синклинальный прогиб начал свое формирование с верхнего ордовика, но к началу живетского времени интенсивность прогибания резко замедлилась, а затем прогибание в нем совсем прекратилось.

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ И ФАЦИИ В РАЙОНЕ БОЯНГОЛЬСКОЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛИ И ЕЕ РАЗВИТИЯ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В целях выяснения общего характера развития блоковых структур Тувинского прогиба была детально изучена и проанализирована Боянгольская горст-антиклиналь, входящая в состав Центрально-Тувинского поднятия.

При рассмотрении пространственного расположения отдельных свит силура выясняется, что некоторые из них отсутствуют на площади Боянгольской горст-антиклинали. Так, например, самая нижняя, пестроцветная свита по направлению к северо-западному борту Боянгольской структуры выпадает из разреза. При этом происходит не постепенное уменьшение мощности и стратиграфическое выклинивание свиты, а полный ее размыв и перекрытие следующей, конгломератовой свитой.

Далеко не повсеместно развита и самая верхняя — красноцветная свита силура. Она присутствует только внутри Западно-Таннуольского синклинального прогиба, где она сохранилась от преднижнедевонского размыва.

В районе Боянгольской структуры красноцветной свиты нет, хотя трансгрессивное налегание нижнедевонских пород на силур вообще видно в ряде мест.

Литологический состав и мощности других свит силура, распространенных более широко, даже на сравнительно небольшой площади претерпевают существенные изменения. Так, песчано-алевролитовая и известняковая свиты северо-западной окраины Боянгольской структуры сложены красноцветными крупнозернистыми песчаниками и алевролитами.

По направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу красная окраска пород быстро сменяется на зеленовато-серую и среди них появляются многочисленные прослои сланцев, содержащих значительное количество чешуек слюды, возрастает роль известняков. На плоскостях напластования сланцев развиты различные нероглифы, оплывины, следы ползания червей и морских животных и т. д. Глинисто-сланцевые породы закономерно чередуются с пластами грубозернистых песчаников.

Таким образом, судя по литологическим признакам, можно сказать, что по направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу появляются относительно более глубоководные осадки, нежели на площади Центрально-Тувинского поднятия. Некоторые закономерности наблюдаются и в распределении органических остатков. На значительной части Боянгольской структуры кораллы, морские лилии и брахиоподы формируют целые пласты органогенных известняков. Колонии кораллов

имеют здесь форму плоских лепешковидных образований, достигающих в поперечнике 20—50 см и в высоту от 5 до 20 см.

В Западно-Таннуольском прогибе из ископаемых форм преобладающими являются брахиоподы, тогда как другие палеонтологические остатки хотя и встречаются довольно часто, но не могут считаться порообразующими.

Все приведенные фактические данные показывают, что Центральнотувинское поднятие и Западно-Таннуольский прогиб в силурийское время уже существовали и развивались.

Значительно больше выводов можно сделать, анализируя фациальные изменения, мощности, перерывы и угловые несогласия в девонских отложениях. Для этого рассмотрим схему изменения фаций девонских пород вкрест простирания Уюкской грабен-синклинали, Боянгольской горст-антиклинали и Западно-Таннуольского синклинального прогиба (см. рис. 13).

Эта схема построена на основе сопоставления ряда разрезов центральной части Тувинского прогиба (см. рис. 6). Наибольшие мощности девонских отложений сосредоточены в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе. Разрез девона здесь непрерывен, угловые несогласия и перерывы в осадконакоплении отсутствуют или выражены недостаточно отчетливо. По направлению к Боянгольской горст-антиклинали мощности пород сокращаются, изменяется их фациальный состав, причем наиболее резкие изменения происходят у границы между горст-антиклиналью и синклинальным прогибом, где имеют место не только сложные фациальные переходы, но и выпадение отдельных свит из разреза, а также появляются перерывы и угловые несогласия. Северо-западный борт Боянгольской горст-антиклинали лишен девонских отложений и на фундаменте здесь ложатся породы звенящей свиты. В девоне здесь, по-видимому, не происходило осадконакопления, а если и было, то, вероятно, в незначительном количестве и впоследствии еще до отложения карбона осадки были быстро размыты.

В Уюкской грабен-синклинали отложения девонского возраста представлены мощными (4000—4500 м), в основном грубообломочными породами, внутри которых отсутствуют перерывы и угловые несогласия.

Особенно существенные изменения происходят вкрест простирания Боянгольской структуры в отложениях нижнего девона. В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе нижнедевонские отложения представлены мощными покровами вулканогенных пород, чередующихся с красноцветными и сероцветными песчаниками, сланцами и известняками, содержащими остатки остракод и растений. Вулканогенные породы представлены альбитизированными порфиритами (спилитами), кераатофирами, диабазовыми порфиритами и разнообразными туфами.

По направлению к Боянгольской горст-антиклинали уменьшается мощность свиты и заметно меняются фации. Так, например, светло-серые известняки и известковистые песчаники с остракодами и остатками растений, развитые в районе урочища Оттых-Таш (северный борт Западно-Таннуольского прогиба), по направлению к урочищу Кызыл-Джара (Боянгольская горст-антиклиналь) замещаются на красноцветные песчаники и алевролиты. Пласты известняков, содержащие раковины остракод, окрашены в черный цвет и отличаются небольшой мощностью. Остракоды встречаются как в известняках, так и в красно-бурых алевролитах, сохранность их очень плохая, нигде не было обнаружено крупных хорошо развитых раковин.

Мощные покровы эффузивных пород, в основном, приурочены к бортовым частям Западно-Таннуольского синклинального прогиба; у границ

с Боянгольской горст-антиклиналью некоторые из них резко сокращаются по мощности или выклиниваются. Частое чередование эффузивов с прослоями осадочных пород, в которых сохранились многочисленные псевдоморфозы по каменной соли, трещины усыхания и знаки волновой ряби, свидетельствуют о том, что накопление вулканогенных пород совершалось в мелководных условиях. Однако опускание дна водоема происходило несомненно весьма быстро, так как в противном случае трудно представить, что в постоянно поддерживаемых условиях мелководья за сравнительно короткий срок могли бы накопиться мощные толщи вулканогенно-осадочных пород.

Существенно отличный разрез наблюдается в районе Уюкской грабен-синклинали. Нижний девон сложен здесь преимущественно красноцветными грубообломочными породами, среди которых большое значение имеют конгломераты и гравелиты. Вдоль юго-восточной границы грабена (гора Тебек) встречены мощные толщи валунных конгломератов, галька которых состоит из пород силура и расположенных выше них эффузивов. Глыбы и обломки, входящие в состав породы, совершенно не окатаны и не отсортированы. Общее строение этих грубообломочных накоплений свидетельствует о том, что мы имеем дело с типичными конгломератами, образовавшимися у подножья древних обрывистых склонов. И действительно, в 1—2 км севернее горы Тебек располагается северо-западный борт Боянгольской горст-антиклинали, лишенный девонских осадков.

Несомненно, что глыбы известняков с фауной силура и обломки эффузивов в Уюкскую грабен-синклиналь поступали именно отсюда. Горизонт среднегалечных конгломератов с галькой пород силура и основных эффузивов прослеживается и по южному борту Боянгольской структуры, но его мощность не превышает 50—70 м. По-видимому, на юг древняя поверхность Боянгольской горст-антиклинали была наклонена более равномерно и не обрывалась резким уступом, как на северо-запад.

Фациальные изменения нижнедевонских пород показывают, что Западно-Таннуольский прогиб и Уюкская грабен-синклиналь в нижнедевонское время интенсивно опускались и заполнялись разнообразными отложениями. В первом отлагались сероцветные и красноцветные песчаники, алевролиты и даже известняки совместно с разнообразными продуктами вулканической деятельности, во второй — красноцветные грубообломочные породы, образовавшиеся за счет разрушения окаймляющих грабен приподнятых участков Центрально-Тувинского поднятия.

Боянгольская структура в это же время представляла крупный положительный блок, более приподнятый на северо-западе и менее на юге, и соответственно поставлявший разнородный грубообломочный материал в Уюкский грабен и менее грубый в Западно-Таннуольский прогиб.

Разлом, отделяющий Боянгольский горст с юга, в современном рельефе приходится на долину р. Улуг-Хем. Именно к югу от нее наблюдается быстрое возрастание мощностей осадков и появление ряда новых вулканогенных толщ. Устанавливается также, что вдоль долины реки располагается зона, где кембрийские породы испытали резкое дробление и пронизаны нижнепалеозойскими интрузиями габбро и ультрабазитов, а также многочисленными дайками и штоками среднепалеозойских диабазов и кварцевых порфиров.

Эйфельские отложения Западно-Таннуольского синклинального прогиба достигают мощности в 3500 м. Они начинаются охарактеризованными морской фауной мергелями, сланцами и песчаниками, чередующимися с покровами основных и кислых эффузивов; выше сменяются

красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами. На южном крыле Боянгольской горст-антиклинали карбонатно-глинистые породы замещаются красноцветными песчаниками и алевролитами, появляются псевдоморфозами по каменной соли и растительные остатки, морская фауна исчезает, а в верхах яруса прослеживается угловое несогласие.

В Уюкской грабен-синклинали весь разрез эйфельского яруса представлен только атакшильской свитой, сложенной красноцветными конгломератами и песчаниками, достигающими мощности 700—800 м. Галька конгломератов состоит, в основном, из пород эффузивно-осадочного комплекса девона.

Следует отметить, что атакшильская свита присутствует и в северо-восточной части Западно-Таннуольского синклинального прогиба, но там она соответствует самым верхам, а не всему эйфелю, как в Уюкской грабен-синклинали. Например, по юго-восточному борту синклинального прогиба (Кочетовская антиклиналь) атакшильская свита залегает несогласно на нижнедевонских породах (причем гальки конгломератов состоят из обломков подстилающих кварцевых порфиров и порфиритов), а в осевой его части (см. рис. 6) атакшильские конгломераты лежат согласно на байбулунской свите.

Такие взаимоотношения пород и изменения их состава показывают, что в эйфельское время, как и в нижнем девоне, Боянгольская структура испытывала непрерывное поднятие, в процессе которого ее северо-западный борт резко возвышался, размывался и поставлял в соседние структуры грубообломочный материал. Последний поступал сюда также и со стороны юго-восточного обрамления Тувинского прогиба.

Отложения живетского яруса в центральной части Тувинского прогиба слагаются сероцветной илеморовской и красноцветной уюкской свитами. В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе и Уюкской грабен-синклинали углового несогласия в основании яруса не наблюдается, тогда как на площади Боянгольской горст-антиклинали отчетливо прослеживается несогласие. Мощность пород живетского яруса в Уюкском грабене 550—600 м, Западно-Таннуольском прогибе 650—700 м, на площади Боянгольской структуры от 0 до 400 м.

По направлению к осевой части Западно-Таннуольского прогиба в составе живетских отложений намечаются заметные изменения: красноцветная грубообломочная Уюкская свита, развитая на площади Боянгольской структуры, замещается сероцветными песчаниками и аргиллитами, которые от подстилающей илеморовской свиты отличаются только фаунистически.

Во время накопления отложений живетского яруса Боянгольский горст по-прежнему оказывал существенное влияние на процессы осадконакопления. Его северо-западный борт приподымался и поставлял обломочный материал. Размыву подвергались не только породы эффузивно-осадочного комплекса девона, но и силурийские отложения.

Особенно интенсивное прогибание происходило в районе Западного Танну-Ола. В этом районе в составе живетских отложений присутствуют кварцево-полевошпатовые песчаники с размерами зерен в 1—2 мм в поперечнике. Эти песчаники, по-видимому, являются продуктами разрушения гранитов, расположенных где-то на юге. Они не могли находиться на севере или востоке, так как в этих направлениях кварцево-полевошпатовые песчаники быстро исчезают из разреза и замещаются песчаниками, в состав которых входят зерна основных эффузивов. Скорее всего источником сноса служило юго-восточное обрамление синкли-

нального прогиба и, в частности, Восточно-Таннуольский антиклинорий, в строении которого большую роль играют гранитные интрузии.

Те же закономерности, что и в отложениях живетского яруса, намечаются и для верхнедевонских осадков. Все три свиты верхнего девона — бегрединская, кохайская и джаргинская, подобно илеморовской и уюкской, по направлению к Западно-Таннуольскому прогибу сливаются в единую мощную однообразную серию песчаных пород, которую некоторые исследователи именуют таннуольской свитой. Мощность верхнедевонских пород в прогибе 800—1000 м, на площади Боянгольской горст-антиклинали сокращается до 300 м, в Уюкской грабен-синклинали мощность возрастает до 900—1100 м.

Бегрединская и джаргинская свиты в Уюкской грабен-синклинали и на площади Боянгольской структуры сложены красноцветными грубообломочными породами. Среди отложений бегрединской свиты выделяются горизонты конгломератов, галька которых окатана плохо и состоит из разнообразных пород, в том числе основных и кислых эффузивов, а также известняков с фауной силура. Наиболее грубообломочные породы расположены вблизи северо-западного борта Боянгольской горст-антиклинали (горы Ак-Таг). В районе гор Ак-Таг в основании джаргинской свиты отмечается местное угловое несогласие. Несомненно, что северо-западный борт Боянгольской структуры временами был приподнят в рельефе и поставлял грубообломочный материал.

Своеобразные изменения претерпевает и кохайская свита. В Уюкской грабен-синклинали она представлена сероцветными осадками, в состав которых входят серые известняки, известковистые песчаники и алевролиты. Линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов имеют подчиненное значение. Среди известняков характерно присутствие обломков кварца, кремня и роговиков. Крупные рассеянные гальки разнообразных пород встречаются и среди других тонкозернистых осадков. Это указывает на постоянное поступление грубого материала, но он терялся в общей массе карбонатных и тонкообломочных пород.

По северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинали кохайская свита, возможно, не отлагалась, так как по направлению к горам Ак-Таг она быстро сокращается в мощности, а все горизонты известняков приобретают лиловую окраску, фауна листоногих и рыб в них исчезает, а затем они нацело замещаются песчаниками и алевролитами.

По направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу наблюдается увеличение мощности и изменение литологического состава свиты. В районе ключа Кулузун ее невозможно выделить из верхнедевонских толщ вообще. Здесь выше красноцветных песчаников, относимых к бегрединской свите, располагается 300-метровый разрез, представляющий чередование серых и розовато-серых песчаников с прослоями брекчии известняков. Только в 4 км к юго-востоку от ключа Кулузун прослежен 8-метровый слой известняка, который в юго-западном направлении выклинивается нацело. В хребте Бьерт-Даг, соответствующем осевой части Западно-Таннуольского прогиба, уже не встречено каких-либо следов кохайской свиты. Она целиком замещается песчано-гравелитовыми породами, которые образуют среднюю часть таннуольской свиты.

Следует отметить, что если распределение мощностей кохайской свиты на площади показывает дальнейший рост Боянгольской горст-антиклинали, то ее фациальные изменения, на первый взгляд, противостоят этому выводу. И действительно, на большей части поднятия развиты сероцветные известняки и мергели, красноцветные породы появляются

только в горах Ак-Таг. В то же время, в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе, где опускание было наибольшим, накопились мощные толщи косослоистых песчаников с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов. Такую картину можно объяснить почти полным погружением горста под уровень кохайского бассейна, вследствие чего местные источники сноса обломочного материала оказывали меньшее влияние на ход осадконакопления. Одновременно Западно-Таннуольский синклинальный прогиб испытывал особенно интенсивное опускание, которое быстро компенсировалось накоплением песчаных толщ дельтового типа, материал для формирования которых поступал с юга и юго-востока, со стороны Восточного Танну-Ола.

О развитии структур Центральной Тувы в карбоне у нас имеется меньше данных. Как известно, разрез карбона начинается с сероцветной шивеликской свиты, которая по своему составу несколько сходна с подстилающими ее красноцветными джаргинскими отложениями. Наибольшие мощности свиты приурочены к району гор Бьерт-Даг (Западно-Таннуольский прогиб). Вдоль северо-западного борта Боянгольской структуры разрез шивеликской свиты сокращен до нескольких десятков метров, либо она отсутствует вовсе. На юго-востоке карбона нет совсем.

На площади Боянгольской горст-антиклинали в составе свиты преобладают грубозернистые песчаники с многочисленными прослоями гравелитов и конгломератов. Только в верхней части разреза встречен 10-метровый пласт серого мелкозернистого известняка, содержащего остатки рыб. По направлению к осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба конгломераты и гравелиты постепенно сменяются грубозернистыми лиловато-серыми песчаниками с диагональной слоистостью, которые по внешнему виду невозможно отличить от подстилающих верхнедевонских осадков.

Вышележащая звенящая свита в районе Центрально-Тувинского поднятия залегает на подстилающих резко несогласно. В Западно-Таннуольском прогибе она лежит на шивеликской согласно.

Мощность звенящей свиты у северо-западного борта Боянгольской горст-антиклинали составляет 360—380 м, в северных районах хребта Западный Танну-Ола она равна 580—600 м, а по его юго-восточному борту — не превышает 300 м. Наряду с увеличением мощности к осевой части Западно-Таннуольского прогиба происходит также и некоторое изменение литологического состава пород. Если в горах Ак-Таг нижняя часть разреза, сложенная среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками с многочисленными отпечатками стволов лепидодендров измеряется 190 м, то в хребте Бьерт-Даг она сокращается до 120 м, причем остатки стволов растений из разреза совсем исчезают. По простиранию на юг среднезернистые песчаники частично замещаются алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Вообще наибольшее количество растительных остатков приурочено к периферической части площади, занятой отложениями звенящей свиты. Мощность лежащих выше зеленых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и кремневых туфов в горах Ак-Таг около 170 м, в хребте Бьерт-Даг она возрастает до 450 м.

Мало известно об изменениях состава и мощностей пород джарикской свиты. В районе Хакской мульды ее мощность равна 400 м; примерно такую же мощность она имеет в хребте Западный Танну-Ола. В центральных районах Тувинского прогиба джарикской свиты оканчивается разрез карбона. Однако, в хребте Западный Танну-Ола над джарикской свитой залегает еще серо-зеленая — актальская, которая выше сменяется второй красноцветной — молдыхемской свитой; кроме того,

в Онкажинской и Актальской мульдах выделяются отложения среднего и верхнего отделов каменноугольной системы. Таким образом, наиболее молодые породы карбона встречены только в самых центральных частях Западно-Таннуольского синклинального прогиба. По его периферии они, вероятно, не отлагались; а если и отлагались, то не везде и небольшой мощности, затем были размыты еще до отложения юры.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что уже в силурийское время Центрально-Тувинское поднятие и Западно-Таннуольский синклинальный прогиб развивались по-разному.

С юга поднятие от прогиба было, по-видимому, отделено разломом, обусловившим достаточно резкую смену фаций и мощностей.

Блоковый характер развития структур особенно отчетливо проявился в девонском периоде, когда Центрально-Тувинское поднятие раскололось на ряд крупных блоков, среди которых наметились такие блоки, как Боянгольский горст, Уюкский грабен и др.

Боянгольский горст в девонском периоде испытывал непрерывное, но неравномерное относительное поднятие, связанное с его перемещением вдоль длительно живущих разломов. Одновременно он являлся местным источником сноса и поставлял грубообломочный материал как в Уюкский грабен, так и в Западно-Таннуольский синклинальный прогиб.

Боянгольский горст развивался асимметрично, что нашло свое отражение и в его современной морфологии. Северный борт блока приподымался несравненно быстрее, чем южный, в результате чего он и размылся интенсивнее.

Наиболее интенсивными эти движения были в течение нижнего девона — эйфеля, когда они сопровождались активной вулканической деятельностью. За это время Боянгольский горст приподнялся относительно дна Западно-Таннуольского прогиба, вероятно, не менее чем на 7000—8000 м.

Во второй половине девона интенсивность движений несколько уменьшилась, вулканическая деятельность прекратилась, размах рельефа также стал меньше и временами на площади горста возникали мелководные бассейны, в которых накапливались сравнительно тонкие осадки.

В каменноугольном периоде блоковые движения заметно ослабли, однако развитие таких структур, как Центрально-Тувинское поднятие и Западно-Таннуольский прогиб, продолжалось.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ НЕКОТОРЫХ МЕЛКИХ СТРУКТУР И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Длительный характер развития устанавливается и для более мелких структур, осложняющих крупные блоки. Это хорошо прослеживается на примере асимметричной Кочетовской брахиантиклинали (см. рис. 2, 3). Вдоль крутого (юго-западного) крыла этой структуры отмечены угловые несогласия между девонскими и каменноугольными, а также между каменноугольными и юрскими породами, причем угол наклона пород, отделенных друг от друга несогласием, вверх по разрезу уменьшается. Так, например, угол падения пород среднего и верхнего девона 90° (в ряде мест они имеют обратное падение), каменноугольных — 70° , а юрских отложений — $40-50^\circ$.

На схематическом поперечном профиле (рис. 24) показано строение Кочетовской и Совхозской асимметричных антиклиналей, возникших в связи с разломами в более древних толщах.

Историю их формирования можно представить в следующем виде. Разломы северо-западного направления рассекали часть территории впа-

дины на ряд параллельных и сравнительно узких блоков. Юго-западное крыло каждого блока в течение, по крайней мере, среднего и верхнего палеозоя и мезозоя, испытывало поднятие и надвигание на соседнее опущенное крыло. На площади опущенного крыла накапливались более мощные толщи, несогласия или не возникали, или проявлялись слабее, чем на приподнятом крыле. Такое длительное перемещение блоков друг относительно друга и обусловило своеобразную морфологию структур.

По-видимому, сходные условия образования обусловили появление ряда других асимметричных форм, например Кербесской синклинали, расположенной в районе гор Кербесс.

На профиле ВГ (см. рис. 3) отражено резкое возрастание мощностей ряда свит восточного крыла по направлению к осевой части син-

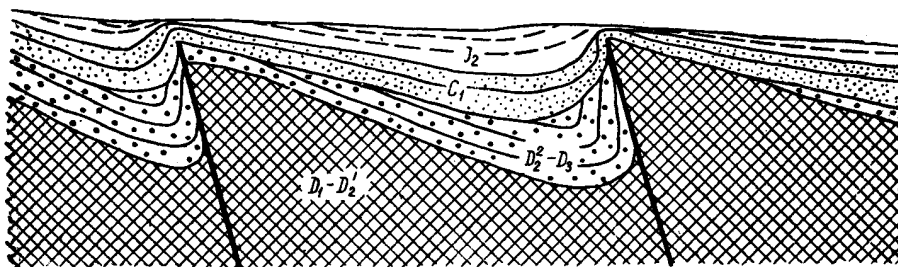


Рис. 24. Схема поперечного строения асимметричных антиклиналей

клинали, что хорошо видно по изменению джаргинской и шивеликской свит. Так, например, разрез шивеликской свиты в верховьях реки Суглуг-Хем измеряется 150 м, в то время как (судя по разрезу в районе гор Кербес и Джарга) в осевой части синклинали ее мощность должна превысить 600 м. Близкая картина наблюдается и на профиле ДЕ. Таким образом, асимметрия Кербесской синклинали проявляется не только в ее геометрической форме, но и в распределении мощностей верхнедевонских и каменноугольных свит. Подобное распределение мощностей и асимметрия вызваны блоковой тектоникой. Кербесская синклиналь приурочена к опущенному крылу блока северо-северо-западного простирания. Приподнятое крыло соседнего блока располагается к северо-востоку от Кербесской синклинали. Зона разлома между блоками в породах каменноугольного возраста выражена в виде флексугообразного перегиба, протягивающегося от устья р. Суглуг-Хем до урочища Тойлуг.

Имеются и другие длительно развивавшиеся разломы, к числу которых относится, например, разлом, отделяющий Кызылджаринскую антиклиналь от Поштагской синклинали. Его развитие во времени можно проследить по изменению фаций пород живетского яруса и верхнего девона в северном крыле. Здесь в породах этого возраста вблизи разлома появляются отдельные прослои брекчий, обломки которых состоят из диабазовых порфиринов, шаровых лав и других пород, нормально залегающих в южном крыле разлома. Отдельные обломки достигают 10 см в поперечнике. К северу от нарушения размеры обломков постепенно уменьшаются, а на расстоянии 2—3 км от контакта прослои таких инородных образований выклиниваются нацело.

Эти факты указывают на то, что перемещение вдоль зоны разлома продолжалось, по крайней мере, в течение верхней половины среднего и всего верхнего девона, причем район Поштагской синклинали временами приподымался и поставлял материал в соседние относительно опущенные участки, расположенные севернее.

Время заложения разлома точно определить трудно, но, по всей вероятности, он возник до живетского времени, так как в илеморовской свите уже встречаются прослои с обломками шаровых лав. Значительно точнее фиксируется время полного затухания движений по разлому, которые прекратились, очевидно, непосредственно перед отложением звенящей свиты, т. е. в начале каменноугольного периода.

Однако наряду с длительно живущими разломами имеются и такие разломы, развитие которых протекало в течение сравнительно короткого промежутка времени и не сказывалось на процессах осадконакопления.

К ним, например, следует отнести взброс, ограничивающий Кызылджаринскую антиклиналь с запада, а также многочисленные разрывы в районе урочища Оттых-Таш и др. Все они представляют сравнительно небольшие нарушения, так или иначе связанные с более крупными разломами.

ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ

Перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия на территории Тувинского прогиба развиты очень широко. На сравнительно небольшой площади можно наблюдать в палеозое и мезозое в общей сложности не менее 10 разновозрастных перерывов и угловых несогласий. Анализ некоторых особенностей перерывов и несогласий дает возможность выявить закономерности их распределения как в пространстве, так и во времени, наметить связь с длительной и сложной историей формирования отдельных структур прогиба.

Почти все несогласия не только ясно видны в целом ряде обнажений, но и отчетливо вырисовываются и прослеживаются при детальном геологическом картировании.

Ясно выраженные угловые несогласия установлены в основании следующих свит: 1) свиты пестроцветных песчаников (готландий?); 2) конгломератовой свиты (готландий); 3) эффузивно-осадочного комплекса (нижний девон — эйфель); 4) атакшильской свиты (эйфель); 5) илеморовской (средний девон); 6) джаргинской (верхний девон); 7) шивеликской (нижний карбон); 8) звенящей (нижний карбон); 9) элегестской (средняя юра); 10) эрбекской (средняя юра).

Несогласия и перерывы в силуре. На исследованной территории в силуре выделяется два крупных несогласия: 1) в основании свиты пестроцветных песчаников и 2) в основании конгломератовой свиты. Оба несогласия в хороших обнажениях прослеживаются как по правому, так и по левому берегу р. Улуг-Хем. Ввиду того, что свита пестроцветных песчаников в центральных частях района обычно отсутствует, наиболее часто удается наблюдать трансгрессивное и несогласное перекрытие кембрийских образований конгломератовой свитой готландия. Величина углового несогласия между слоями силура и кембрия достигает 60—70°, азимутальное несогласие чаще не превышает 10—15°, хотя в отдельных структурах доходит до сочленения под прямыми и даже тупыми углами.

Перерыв в осадконакоплении занимал длительный отрезок времени. Как известно, в районе речки Боян-Гол из разреза выпадает весь средний и верхний кембрий, а также и ордовик, и силур ложится непосредственно на нижний кембрий. Если предположить, что средний кембрий здесь размыт (отдельные его выхода встречаются на правобережье Улуг-Хема против города Шагонара), то и в этом случае перерыв в осадконакоплении будет очень велик, так как он охватывает весь верхний кембрий и ордовик.

Несогласие и перерыв в основании эффузивно-осадочного комплекса приурочены к площади Центрально-Тувинского поднятия, так как в юго-

западной части Тувинского прогиба переход от фаунистически охарактеризованных силурийских пород к эффузивно-осадочным образованиям совершается, как правило, постепенно.

Несогласие между силуром и эффузивно-осадочным комплексом в Центральной Туве хорошо улавливается при геологическом картировании, но далеко не всегда видно непосредственно в обнажениях. Отчетливое угловое несогласие нами прослежено по северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинальной структуры (см. рис. 2, 20), где эффузивно-осадочные породы девона резко несогласно перекрывают не только нижние свиты силурийской системы, но и нижнекембрийские образования. По направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу эффузивные образования постепенно переходят на более молодые горизонты силура, а в осевой части прогиба угловое несогласие между фаунистически охарактеризованным силуром и эффузивно-осадочным комплексом отсутствует.

Чаще всего в основании эффузивно-терригенного комплекса присутствует 5—8-метровый прослой грубообломочного, плохо отсортированного конгломерата, среди которого встречаются гальки из подстилающих пород силура. Хорошо видно, что конгломерат выполняет все неровности рельефа.

Как велик по времени был перерыв, точно установить трудно, так как пограничные слои силура палеонтологически плохо охарактеризованы. Наиболее молодыми породами, подстилающими девон, являются породы красноцветной свиты верхнего силура, возраст которой, по-видимому, является лудловским или, по крайней мере, не древнее уэнлока. Вышележащие породы эффузивно-осадочного комплекса, судя по находкам растительных остатков, имеют кобленцкий возраст. Таким образом, из разреза выпадает весь жединский ярус. Возможно, что перерыв в осадконакоплении захватил не только жединский век, но местами также и часть силура. Длительность этого перерыва, вероятно, не всюду была одинаковой. На площади Центрально-Тувинского поднятия продолжительность его была более значительна, в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе менее; здесь он далеко не везде прослеживается.

Несогласие в основании нижнего девона отмечается многими исследователями и в других районах Тувы, а также на смежных территориях.

В Минусинской впадине, например, эффузивно-осадочная чиланская свита, расположенная в основании нижнего девона, залегает несогласно на подстилающих ее кембрийских отложениях (пород силура там нет). По данным В. С. Мелешенко (1953), по восточной окраине Кузнецкого Ала-тау имеет место последовательное несогласное налегание на кембрийские отложения различных свит нижнего и среднего девона.

Для Тувинского прогиба следует отметить, что, несмотря на длительность перерыва в осадконакоплении между силуром и девоном, структурный план, по которому происходило развитие области в силуре, в течение нижнедевонского времени не претерпел существенных изменений. В связи с этим не всегда возможно в отдельном обнажении увидеть несогласие, что и привело некоторых геологов к представлениям о постепенном переходе от силура к девону на всей площади Тувинского прогиба.

Внутри эффузивно-осадочных отложений девона нигде не было отмечено какого-либо заметного несогласия, хотя локальные перерывы в осадконакоплении и имелись особенно в районах некоторых положительных структур. Здесь следует указать на присутствие горизонта конгломерата в 100—250 м от основания описываемого комплекса в районе

урочища Кызыл-Джара. Галька конгломерата состоит из плохо окатанных подстилающих пород силура и пород самого эффузивно-осадочного комплекса.

Несогласие и перерыв в атакшильской свите. Несогласное залегание атакшильской свиты на подстилающих породах не имеет широкого распространения. Оно прослежено только по левому берегу р. Улуг-Хем в районах урочища Бай-Булун, по северному склону хребта Бьерт-Даг и в бассейне речки Барык.

Состав развитой здесь атакшильской свиты свидетельствует о том, что ее образование происходило за счет размыва подстилающих эффузивно-осадочных пород девона. Источниками размыва служили породы приподнятых в рельефе положительных структур внутри прогиба или структур обрамления.

Соотношение атакшильской свиты с подстилающими отложениями эффузивно-осадочного комплекса прекрасно видно по северо-западному окончанию Кочетовской антиклинали, где на различные горизонты диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров ложатся красно-бурые конгломераты, галька которых состоит из подстилающих вулканогенных образований.

По юго-восточному крылу Кочетовской антиклинали, в 5 км к юго-западу от горы Элегест на небольшой площади юрские отложения размывы и в образовавшемся таким образом «окне» видно непосредственное соотношение атакшильской свиты с подстилающими ее кварцевыми порфирами. Порфиры вблизи контакта рассечены многочисленными трещинами, которые разделяют породу на ряд отдельностей. Выше по разрезу раздробленные таким образом порфиры постепенно переходят в красно-бурую брекчию, обломки которой не окатаны, имеют плитчатую форму и скреплены прочным песчано-железистым цементом. Залегающие еще выше бурые среднегалечные конгломераты состоят из основных эффузивов; кислые породы имеют в них подчиненное значение. Мощность брекчий кварцевых порфиров достигает 30—35 м. Несомненно, что в данном обнажении мы имеем случай, когда контакт между двумя несогласно лежащими толщами неотчетлив. Сами брекчии являются продуктом разрушения расположенных рядом крупных покровов кварцевых порфиров. Прекрасно видно соотношение атакшильской свиты с подстилающими ее нижнедевонскими толщами в районе р. Барык (рис. 25).

По правому берегу р. Улуг-Хем в центральной части Боянгольской структуры отложения атакшильской свиты отсутствуют. Вероятнее всего, что во время ее образования здесь происходил размыв, т. е. существовала местная область питания. Севернее, в Уюкской грабен-синклинали, несогласия в основании свиты не доказано. Наоборот, имеются данные, свидетельствующие о постепенном переходе от эффузивно-осадочного комплекса к атакшильской свите. Таким образом выясняется, что несогласие в основании атакшильской свиты имеет местное значение, т. е. оно выражено только на периферических участках Центрально-Тувинского поднятия. Наиболее приподнятые части этой структуры во время отложения свиты размывались, а во впадинах, испытывавших длительное прогибание, происходило накопление осадков без признаков перерыва и несогласия. И действительно, в юго-западной части прогиба, судя по работам И. М. Варенцова (1955), весь разрез девона непрерывен, угловые несогласия внутри его не прослеживаются. Таким образом длительность перерыва в осадконакоплении перед отложением атакшильской свиты в различных частях Тувинского прогиба была не одинакова.

Несогласие и перерыв в основании илеморовской свиты. Несогласное залегание илеморовской свиты на кембрийских и силурийских породах имеет место в центральной части Боянгольской структуры; по направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу отмечается несогласное перекрытие ею более молодых толщ, т. е. нижнего девона и эйфеля.

Особенно ясно несогласие проявляется вдоль правого борта оврага Левый Кара-Суг, где слои илеморовской свиты, простирающиеся приблизительно меридионально и наклонные на восток под углом 18—20°, трансгрессивно кроют широтные структуры силура и нижнего девона. В основании свиты располагается 0,5—1,0 м пласт черного воющего известняка с включением галек кварца, кремня и других пород.

По левому берегу р. Улуг-Хем угловое несогласие выражено в ряде пунктов также довольно отчетливо. В районе речки Барык, вдоль северного подножья горы Бая-Даг, мелкогалечные конгломераты и гравелиты с черным известковым цементом, которые относятся к основанию илеморовской свиты, лежат на сложно дислоцированных песчаниках, сланцах и эффузивах кембрия. Далее в обнажениях по восточной окраине Барыкской синклинали илеморовская свита залегает уже на различных свитах силура и нижнего девона. В небольшом обнажении примерно в 7 км к юго-востоку от устья р. Барык хорошо видно, как в основании илеморовской свиты залегают около 0,5 м известняковых песчаников, которые по составу близки к подстилающим песчаникам силура и отличаются от них только более рыхлым сложением. Несомненно, что перед отложением илеморовской свиты здесь происходил размыв пород силура, причем часть материала унесена не была. Несколько южнее, в районе горы Куу-Даг и у устья оврага Чаанек, свита перекрывает красноцветные атакшильские конгломераты. Хотя между свитами и наблюдается видимое согласное залегание, литологическая граница, отделяющая их, очень отчетлива и обнаруживается без труда.

По юго-западному крылу Кочетовской антиклинали илеморовская свита залегает на кварцевых порфирах эффузивно-осадочного комплекса. В ее основании находится пласт черного известняка, переполненного остроугольными обломками подстилающих кварцевых порфиров. Кварцевые порфиры, представляющие, очевидно, мощный покров, вблизи контакта рассечены трещинами, выполненными черным известняком. Несомненно, что в начале накопления свиты здесь происходило разрушение эффузивов, обломки которых вошли в состав основания илеморовской свиты.

В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе илеморовская свита (или ее аналоги) на атакшильских конгломератах залегают согласно, в ее основании иногда находится 0,5—3,0 м зеленовато-серого конгломерата, галька которого скреплена карбонатным цементом; иногда среди конгломератов прослеживаются небольшие линзы серых песчаных известняков. В Уюкской грабен-синклинали илеморовская свита контактируется с атакшильской также согласно, но там в ее основании лежит пласт темно-серого, нередко брекчиевидного известняка, по которому и проводится ее нижняя граница.

Прослеживая несогласие в основании илеморовской свиты, пространственно можно заключить, что оно резко выявляется в определенном районе, охватывающем урочище Кызыл-Джара, р. Барык, Сенек, т. е. в районе, который выделен под названием Центрального Тувинского поднятия. К этому же поднятию приурочены и наложенные структуры живетского яруса, которые мало сходны со структурами основания.

Совсем иной характер контакта в синклиналях или грабен-синкли-

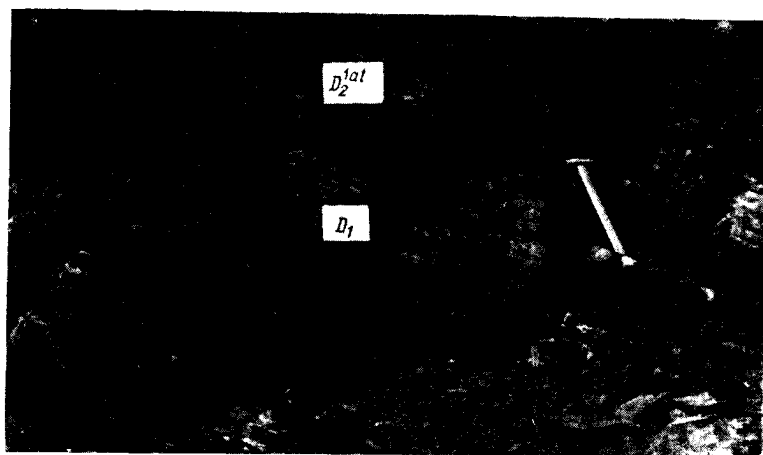


Рис. 25. Несогласное наложение атакшильской свиты (D_2^{lat}) на породы нижнего девона (D_1). Район р. Барык у устья овра. Чаанек

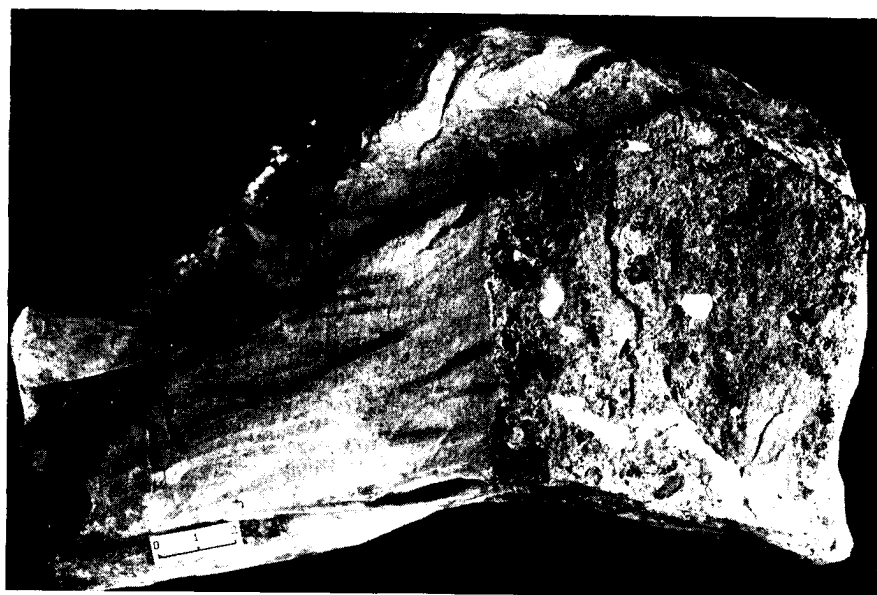


Рис. 26. Характер контакта при трансгрессивном несогласном наложении гра-
велитов основания звенящей свиты на крутопадающие алевродиты живетского
яруса. Юго-восточная окраина урочища Бай-Будун

Труды ГИН, вып. 36

налях, где несогласие с подстилающими отложениями не ощущается или проявляется очень слабо. Почти полное отсутствие ископаемых остатков в подстилающих илеморовскую свиту атакшильской и байбулунской свитах не дает возможности определить достаточно точно длительность перерыва в осадконакоплении. В тех частях прогиба, где отложения атакшильской свиты не происходило, перерыв был значительно длительнее по сравнению с районами ее накопления. Вероятнее всего, что он был приурочен к концу эйфельского и началу живетского ярусов.

Несогласие и перерыв внутри верхнедевонских отложений. В районе южного крыла Боянгольской горст-антиклинальной структуры в бегрединской свите галька конгломератов состоит из плохоокатанных обломков эффузивов и известняков с остатками фауны силура, что свидетельствует о близко расположенных источниках сноса.

Незначительно распространенные по площади несогласия в основании джаргинской свиты отмечаются вдоль северо-западного крыла Боянгольской горст-антиклинали, где она перекрывает сначала различные толщи девона, а затем силур и даже кембрий.

Внутри джаргинской свиты в основании отдельных слоев часто обнаруживаются местные размывы.

Несогласие и перерыв в основании шивеликской свиты. Несогласие как и в основании джаргинской свиты, имеет очень небольшое развитие и приурочено к Боянгольской горст-антиклинали. Несогласное залегание свиты отмечается у устья р. Суглуг-Хем, по северо-восточному крылу Джаргинской антиклинали, а также в горах Ак-Таг. По левобережью р. Улуг-Хем, в Уюкском хребте, и в горах Кербес свита залегает согласно.

Несогласие и перерыв в основании звенящей свиты. Звенящая свита на значительной площади залегает на подстилающих с перерывом и угловым несогласием. Несогласное залегание особенно четко проявляется на площади Центрально-Тувинского поднятия, где звенящая свита трансгрессивно перекрывает сложные складчато-глыбовые среднепалеозойские структуры. Почти повсеместно нижняя граница свиты отчетлива и намечается без труда. Только иногда породы основания звенящей свиты настолько тесно связаны с подстилающими их отложениями, что поверхность несогласия наметить не всегда легко. Такой контакт между алевролитами живетского яруса и гравелитами основания звенящей свиты был обнаружен в районе урочища Бай-Булуң (рис. 26).

Перерыв в осадконакоплении и несогласие в основании звенящей свиты отмечается и вдоль северного борта западно-Таннуольского синклинального прогиба. Например, по южному крылу Барыкской синклинали звенящая свита без видимого углового несогласия залегает на уюкских красно-бурых песчаниках и конгломератах. В ее основании выделяется около 2 м плотноцементированного зеленовато-серого мелкогалечного конгломерата. Хотя угловое несогласие здесь и не устанавливается — перерыв несомненен, так как из разреза выпадает весь верхний девон и шивеликская свита. Севернее, по восточному склону горы Боян-Даг, несогласие хорошо наблюдается.

По правому берегу речки Сенек, в 9 км от ее устья, на темно-зеленых порфиритах залегает около 30 см мелкогалечного конгломерата, гальки которого плохо окатаны и состоят из подстилающих эффузивов. Выше следуют типичные светло-зеленые песчаники звенящей свиты. Интересно, что среди конгломератов встречается большое количество слоев и линзочек, состоящих из чистого гематита.

В осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба звенящая свита согласно и, по-видимому, без перерыва в основании за-

легают на подстилающей таннуольской свите, но на юго-восточном борту прогиба несогласие появляется вновь.

Особенно четко несогласие выражено на контакте с кембрием, силуром или девоном по правобережью Улуг-Хема, где разница в углах падения достигает больших величин. Между звенящей и шивеликской свитами несоответствие их элементов залегания наблюдается реже, его можно видеть только вблизи зон разрывов или некоторых положительных структур.

Следует также отметить и тот факт, что на сравнительно небольшой площади прослеживаются самые разнообразные соотношения звенящей свиты с более древними породами. Так, например, по левобережью р. Улуг-Хем наряду с согласным залеганием звенящей свиты на шивеликской свите она трансгрессивно перекрывает нижний девон, силур и кембрий, причем переход от согласного залегания к несогласию нередко происходит резко.

Перерыв в осадконакоплении в начале каменноугольного периода продолжался в разных участках прогиба неодинаково длительно, так как в районах, где не отлагалась шивеликская свита, перерыв охватывал значительно больший промежуток времени по сравнению с участками, где происходило ее накопление. Таким образом, здесь имеется сходство с теми условиями, которые существовали перед отложением илеморовской свиты.

Перерыв и несогласие в основании юрских отложений. Этот перерыв отмечается на всей площади Тувинского межгорного прогиба. Почти повсеместно юрские отложения начинаются конгломератами эрбекской свиты и только по северо-восточному крылу Кочетовской антиклинали известны выходы более древней элегестской свиты.

Элегестская свита на звенящей лежит слабо несогласно; эрбекская свита трансгрессивно перекрывает элегестскую свиту, карбон, девон, силур, а в отдельных местах и кембрий.

По восточной окраине Кызыльской мульды мощные конгломераты эрбекской свиты кроют сложнодислоцированные нижнекембрийские породы и прорывающие их граниты, на юге мульды они лежат на различных толщах девона, на севере — свита повсеместно имеет стратиграфический контакт с нижним карбоном. В Онкажинской и Актальской мульдах юра залегает без видимого несогласия на отложениях среднего и верхнего карбона.

Наблюдения взаимоотношений звенящей и эрбекской свит показывают, что элементы их залегания отличаются на $1-3^\circ$, что практически можно заметить только при геологическом картировании. При залегании эрбекской свиты на более древних породах несогласие обнаруживается легко.

В отрицательных структурах юра залегает на наиболее молодых слоях карбона, но по мере приближения к положительным структурам можно видеть последовательное перекрытие более древних слоев.

Выводы

Обзор материала показывает, что региональное значение имеют перерывы и несогласия в основании силурийских и юрских отложений; эти перерывы выделяются не только на площади Тувинского межгорного прогиба, но и в соседних с ним участках Алтае-Саянской складчатой области. Остальные перерывы и несогласия являются местными и приурочены к периферии прогиба или к отдельным положительным структурам внутри него.

Особенно много разновозрастных угловых несогласий развито на площади Центрально-Тувинского поднятия. В отрицательных структурах — синклинальных прогибах и грабен-синклиналях количество несогласий заметно уменьшается. Например, внутри девонских образований на площади Боянгольской горст-антиклинали насчитывается, по крайней мере, три несогласия, в то время как в осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба и в Уюкской грабен-синклинали разрез непрерывен.

Распределение угловых несогласий и их характер в районе Боянгольской горст-антиклинали помогает понять некоторые особенности развития структуры во времени. Наибольшая продолжительность перерыва в осадконакоплении приурочена к северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинали, где выпадают отдельные свиты и серии среднего и верхнего палеозоя. Здесь, например, отложения звенящей свиты (нижний карбон) залегают резко несогласно непосредственно на породах эффузивно-осадочного комплекса девона или даже на кембрийских образованиях. По направлению к южному борту структуры каменноугольные отложения перекрывают все более молодые отложения, а у границы с Западно-Таннуольским синклинальным прогибом отмечается их согласное залегание на верхнем девоне. То же можно сказать относительно взаимоотношений атакшильской и илеморовской свит с подстилающими породами эффузивно-осадочного комплекса девона. Характерно, что в районе северо-западного борта Боянгольской структуры появляется ряд перерывов, а местами и угловых несогласий, которые прослеживаются на очень ограниченной площади. Например, угловое несогласие в основании джаргинской свиты отмечается только вдоль северного склона гор Ак-Таг.

Распределение угловых несогласий на площади Боянгольской структуры подтверждает выводы о ее асимметричном развитии, сделанные на основании анализа мощностей и фациальных изменений.

Отсутствие ряда несогласий в соседнем Западно-Таннуольском синклинальном прогибе и Уюкской грабен-синклинали свидетельствует о непрерывном погружении, которое испытывали эти структуры в течение длительного времени.

Длительность одного и того же перерыва в осадконакоплении для различных участков прогиба не была постоянной. В одних случаях, как, например, между кембрием и силуром или карбоном и юрой, перерыв охватывал несколько эпох или даже периодов, в других случаях он продолжался в течение части века.

Наибольшие величины угловых несогласий отмечаются между силуром и кембрием, где они достигают 80—90°. В распределенных выше по разрезу несогласиях несоответствие элементов залегания между контактирующими свитами или толщами заметно меньше.

Большинство перерывов и угловых несогласий имеют местное значение и приурочено к положительным структурам внутри прогиба. Они отражают длительное, но неравномерное развитие структур и вряд ли могут быть связаны с универсальными фазами складчатости.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ ТРАНСГРЕССИВНЫХ СЕРИИ

В заключение следует несколько остановиться на литологической характеристике пород в зонах контакта при трансгрессивном и несогласном налегании их друга на друга.

На рис. 27 показаны различные породы, возникающие в зонах контакта в случаях трансгрессивного несогласного залегания отдельных

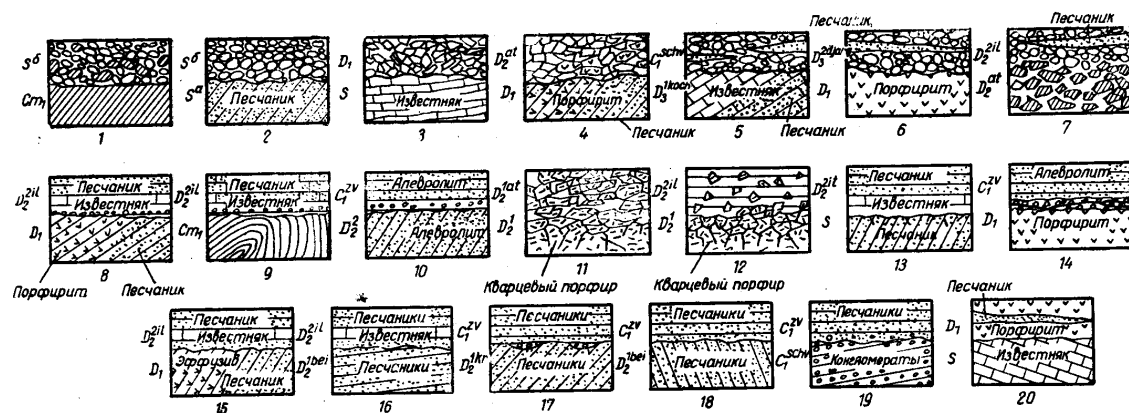


Рис. 27. Литологическая характеристика базальных горизонтов при трансгрессивном несогласном залегании; районы наблюдшихся несогласий:
 Конгломерат с галькой (1, 2 — с хорошо окатанной; 3, 4 — с плохо окатанной) из пород основания: 1 — урочище Оттых-Таш; 2 — урочище Кызыл-Джара; 3 — о-в. Правый Кара-Суг; 4 — р. Барык. Конгломерат с галькой, по составу чуждой подстилающим породам; 5 — устье р. Суглул-Хем; 6 — верховье р. Суглул-Хем; 7 — ключ Кулузун. Пласт гравелита мощностью 0,5—2,0 м; 8 — о-в. Левый Кара-Суг; 9 — гора Боя-Даг; 10 — урочище Бай-Булуи. Кора выветривания подстилающих пород; 11 — 12 — Кочетовская антиклиналь; 13 — гора Боя-Даг; 14 — р. Сенек. Песчанники или эффузивы Булуи. Кора выветривания подстилающих пород; 15 — 16 — Кызылджаринская антиклиналь; 17 — горы Кермес; 18 — урочище Бай-Булуи; 19 — в 3 км к востоку от устья р. Суглул-Хем; 20 — устье озера Правый Кара-Суг

свит или серии. Все примеры взяты из полевых наблюдений в Центральной Туве. По литологическим признакам можно выделить следующие основные типы.

1. В основании несогласно лежащей серии располагается базальный конгломерат 1, 2, 3 и 4. Подобные конгломераты залегают в приконтактной зоне верхнего силура, эффузивно-осадочного комплекса, атакшильской свиты и верхней юры. Галька конгломерата может быть хорошо окатана, как, например, в основании морской серии силура и средней юры, или иметь угловатую форму. Конгломераты с хорошо окатанной галькой, состоящей из подстилающих пород, свойственны для морских отложений или для осадков больших пресноводных бассейнов. Наиболее крупные гальки располагаются у самой границы контакта, тогда как вверх по разрезу обычно наблюдается постепенное уменьшение их размеров.

В основании эффузивно-осадочного комплекса и атакшильской свиты галька конгломератов окатана плохо и состоит из подстилающих эти свиты пород. Образование конгломератов происходило в континентальных условиях в непосредственной близости от источника сноса. Базальный конгломерат с плохо окатанной галькой в основании несогласно лежащей свиты или серии в структурном отношении обычно приурочен к крыльям антиклинальных структур, в их сводовых частях он отсутствует, а по направлению к отрицательным формам конгломерат сменяется песчано-гравелитовыми породами.

2. В основании несогласно лежащей свиты нередко залегают конгломераты, галька которых состоит из пород, не свойственных подстилающим толщам (рис. 27, 5—7). Такая картина наблюдается в зоне контакта илеморовской, джаргинской, шивеликской и звенящей свит. Гальки испытали длительный перенос и хорошо окатаны. Образование конгломератов происходило на первых этапах существования крупных водоемов лагунно-морского или пресноводного характера.

Подобный тип контакта прослеживается внутри синклинальных форм. В сводовых частях положительных структур в основании свит конгломераты обычно отсутствуют или замещены песчано-гравелитовыми породами.

3. Залегающая несогласно та или иная свита может начинаться 0,5—2,0-метровым слоем гравелита. Такие соотношения неоднократно встречаются в нижней части илеморовской и звенящей свит (см. рис. 27, 8—10). Хорошо окатанные обломки состоят из кварца, кремня или полевых шпатов. В основании илеморовской свиты они сцементированы прочным известковым цементом, а в основании звенящей — песчано-алевролитовым. Подобный характер контакта наблюдается в сводовых частях положительных структур, хотя и не в самых их высших точках. По направлению к синклинальным формам гравелиты по простиранию переходят в конгломераты, галька которых состоит из пород, не свойственных подстилающим толщам.

4. В основании свиты сохранилась кора выветривания. Кора выветривания встречается не слишком часто. Ее можно видеть в основании атакшильской, илеморовской или звенящей свит (см. рис. 27, 11—14). Ее образование в основном связывается с физическим выветриванием, причем продукты выветривания остались на месте или испытали незначительный перенос. Только в районе речки Сенек в зоне контакта между эффузивно-осадочными породами нижнего девона и звенящей свиты встречен маломощный прослой, состоящий из мелких остроугольных обломков и сильно измененных частиц, подстилающих звенящую

свиту основных эффузивов. Среди прослая располагается большое количество стяжений и линзочек гематита.

5. Очень часто трансгрессивная серия начинается без каких-либо грубообломочных пород или остатков коры выветривания. Такие контакты можно проследить в основании нижнедевонских толщ, илеморовской и звенящей свит (рис. 27,15—20). Подстилающие породы у контакта совершенно свежие, так как непосредственно перед осадконакоплением они были срезаны эрозией. Подобный характер несогласного залегания прослеживается только на наиболее поднятых участках положительных структур. Например, звенящая свита на Центрально-Тувинском поднятии и на некоторых других мелких структурах обычно залегает на выравненной поверхности с мелкозернистыми песчаниками или алевролитами в основании. Сходная картина наблюдается в зоне контакта илеморовской свиты с подстилающими силурийскими отложениями в районе гор Ак-Таг.

При анализе различных типов пород, возникающих при различных контактах, обнаруживается существование определенной зависимости между этими типами и структурой района. Так, например, на наиболее поднятых участках положительных структур грубообломочные породы и продукты выветривания нередко отсутствуют совсем, тогда как на их крыльях появляется кора выветривания и грубые продукты разрушения ядра структуры. В синклиналях и грабенах несогласно залегающая свита часто начинается песчано-гравелитистыми породами.

В случае, если в основании несогласно лежащей свиты располагаются отложения, по своему составу чуждые подстилающим их породам, наблюдается противоположная картина. Наиболее грубообломочные осадки приурочены к синклиналям, на крыльях антиклиналей и в сводах структур конгломераты сменяются гравелитами, в самых высших точках положительных структур наблюдается несогласное прилегание. В первом случае накопление пород началось еще, по-видимому, в условиях резко расчлененного рельефа, когда наиболее приподнятые участки положительных структур разрушались, а грубые продукты их разрушения накапливались вдоль бортов поднятий.

Во втором случае породы отлагались на относительно выравненном рельефе. Хорошо окатанные гальки и гравий приносились в центральную часть впадины реками, вероятно, со стороны обрамления и накапливались в отдельных водоемах, приуроченных к синклинальным прогибам и грабенам. Поднятия в это время являлись участками слаборасчлененной суши и не служили районами осадконакопления.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Зарождение Тувинского межгорного прогиба следует отнести к концу ордовика, когда Западно-Саянская складчатая зона начала оформляться как горное сооружение. Именно в это время вдоль северо-западного борта прогиба отложились в основном песчано-гравелитовые толщи, содержащие остатки морской фауны верхнего ордовика.

В силуре площадь впадины заметно увеличилась. С северо-запада и, очевидно, с юго-востока от своего складчатого обрамления она была отделена разломами, заложившимися еще в конце нижнего палеозоя. В образовавшуюся впадину со стороны Монголии проникли воды морского бассейна с своеобразной фауной брахиопод, кораллов, мшанок, трилобитов и ортоцератит.

Рельеф впадины перед морской трансгрессией в силуре был достаточно расчлененным, на что указывают развитые в ряде районов

валунные конгломераты, состоящие из подстилающих пород кембрийского возраста. Резкая расчлененность рельефа была связана, очевидно, с тектоническими движениями, которые имели место перед накоплением пород силура и привели к возникновению Тувинского прогиба в целом и отдельных внутренних его структур.

Для разреза силурийских отложений Тувы характерен постепенный переход от грубообломочных образований к известковисто-алевритовым осадкам. Только в самой верхней части разреза появляются красноцветные песчаники и алевролиты с отдельными прослоями конгломератов.

Резко расчлененная поверхность была довольно быстро сnivelирована, поступление грубообломочного материала постепенно уменьшалось и во время накопления известняково-сланцевой свиты силура почти совсем прекратилось. В конце силура произошло поднятие и частично отступление моря, что обусловило накопление красноцветных песчано-гравелитовых образований. В дальнейшем имел место перерыв в осадконакоплении, захвативший по времени верхи силурийского периода и жединский век нижнего девона.

В начале силура, если не раньше, зарождаются такие крупные внутренние структуры Тувинского межгорного прогиба, как Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский и Туранский синклинальные прогибы. На это указывают уже описанные выше изменения мощностей и фаций силурийских отложений.

На значительной части Центрально-Тувинского поднятия в силуре накапливались сравнительно маломощные красноцветные песчаники и алевролиты, содержащие незначительное количество ископаемых организмов, а отдельные районы поднятия в виде островов выступали из-под уровня моря и поставляли обломочный материал в соседние с ними синклинальные прогибы. Однако синклинальные прогибы в основном загружались материалом, поступающим со стороны северо-западного и юго-восточного обрамления Тувинского прогиба.

Пока еще мало данных, чтобы судить о роли разломов в этот период истории формирования структур. По-видимому, продолжали свое развитие некоторые разломы, существовавшие еще в нижнем палеозое. В частности, об этом свидетельствует достаточно резкое изменение мощностей и фаций отложений в зоне между Центрально-Тувинским поднятием и Западно-Таннуольским синклинальным прогибом, разделенных разломом, заложившимся еще в нижнем палеозое.

В конце силура — начале девона начался новый этап развития Тувинского прогиба, характеризующийся интенсивным проявлением глыбовой тектоники и сменой морских условий осадконакопления на континентально-лагунные. Глыбовая тектоника с этого времени начала играть ведущую роль в процессах осадконакопления и магматизма и связанной с ними металлогении.

В начале девона, а может быть и несколько ранее серия расколов расчленила площадь Тувинского прогиба на ряд крупных глыб, испытывавших длительное, но неравномерное перемещение друг относительно друга. Через образовавшиеся трещины в первой половине девонского периода излилось огромное количество лав, образовавших мощные покровы базальтов и андезитов. Вдоль разломов местами также располагались вулканы центрального типа, с которыми связаны кислые эффузивы и пирокластические породы.

Отдельные блоки в процессе развития резко приподымались в рельефе, разрушались и поставляли грубообломочный материал в соседние грабенообразные структуры. Такой ход осадконакопления вызвал по-

разительную пестроту фаций и крайнюю изменчивость мощностей девонских образований.

Разломы в какой-то части приспособлялись к структурному плану каледонского складчатого основания, поэтому там, где прямолинейная ориентировка складок фундамента выдерживается на значительном расстоянии, разломы направлены вдоль их простирания или пересекают их под небольшим углом. Однако, в участках виргаций и резких ветвлений складок фундамента разломы не следуют их простиранию, а пересекают структуры фундамента уже под значительным углом, здесь же происходит пересечение разломов разных направлений.

Такие структуры, как Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский и Туранский синклиналильные прогибы, в девонском периоде продолжали свое развитие, но они состояли уже из ряда блоков, испытывавших неравномерные восходящие или нисходящие движения. Так, Центрально-Тувинское поднятие в девоне раскололось на ряд блоков, среди которых следует отметить Боянгольский, Чаклакский, Эжимский горсты, а также Уюкский и Пельорукский грабены.

В течение нижнего девона — эйфеля Западно-Таннуольский и Туранский синклиналильные прогибы испытывали опускание и быстро заполнялись вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Наибольшее опускание имело место в Западно-Таннуольском прогибе, где в продолжении нижнего девона — эйфеля накопилось в общей сложности около 6000 м эффузивно-осадочных толщ.

В непосредственной связи с расколами фундамента в девонском периоде началось формирование удлиненных резко асимметричных складок, а также угловатых и коробчатых антиклиналей и синклиналей.

Удлиненные асимметричные складки в основном появились в тех районах, где фундамент впадины был разбит серией параллельных разломов на ряд блоков, которые, испытывая длительные неравномерные движения, соответствующим образом деформировали перекрывающие их отложения силура и девона.

Угловатые и коробчатые складки возникали в районах пересечения разломов разных направлений, в результате чего формировались блоки, имеющие прямоугольные или треугольные очертания. Воздействие на такие блоки разнонаправленных сил в дальнейшем приводило к очень сложному их строению.

В нижнем девоне изливались лавы исключительно базальтового и андезитового состава, тогда как в эйфеле преобладали кислые излияния, а выделение основных лав вовсе не имело места. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность проявилась в конце нижнего девона, в эйфеле намечается ее постепенное затухание. В среднем и верхнем девоне в центральных районах Тувы вулканических образований, за исключением прослоев пепла, — принесенного, очевидно, издалека, — нет совсем.

В конце эйфельского времени на большей части Центрально-Тувинского поднятия наступил перерыв в осадконакоплении, в течение которого происходил глубокий размыв не только нижнедевонских эффузивно-осадочных образований, но и силурийских и кембрийских пород. Материал разрушения поступал в Уюкскую грабен-синклиналь и Западно-Таннуольский синклиналильный прогиб, где продолжалось непрерывное накопление осадков.

Площадь Центрально-Тувинского поднятия значительно увеличилась за счет присоединения к ней некоторых участков Западно-Таннуольского синклиналильного прогиба.

К началу живетского века сильно расчлененный рельеф был сглажен и на выравненной поверхности началось отложение нового пестроцветного комплекса, образовавшегося в условиях мелководного и, вероятно, опресненного водоема.

Там, где в предживетское время происходило поднятие и слагающие его породы испытывали размыв, илеморовская свита, представляющая основание живетского яруса, залегает трансгрессивно и несогласно с горизонтом известняков в основании. В отрицательных структурах, где перерыва в осадконакоплении не происходило или он был непродолжительным, живетские осадки лежат согласно. Такие соотношения наблюдаются в Западно-Таннуольском прогибе и в Уюкской грабен-синклинали.

В продолжение живетского века и верхнего девона Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский прогиб и Уюкская грабен-синклиналь продолжали свое развитие. Однако следует отметить, что скорость восходящих и нисходящих движений заметно уменьшилась. На это указывает сравнение мощностей отложений, накопившихся в поименованных структурах. Так, например, мощность живетских и верхнедевонских отложений в Западно-Таннуольском прогибе составляет 1500 м, тогда как мощность нижнего девона — эйфеля равна там 5—6 тыс. м.

В Туранском синклинальном прогибе в живетское время прекратилось дальнейшее погружение. На его площади отложились маломощные красноцветные толщи верхов девона, которые в дальнейшем были почти нацело уничтожены эрозией.

Центрально-Тувинское поднятие, распавшееся еще в нижнем девоне на отдельные блоки, продолжало сложное развитие. Уюкский грабен заполнялся грубообломочными толщами, поступавшими с приподнятых в рельефе блоков.

Боянгольский горст, ограничивающий Уюкский грабен с юга, по-прежнему, испытывал непрерывное поднятие. Его северный борт приподымался несравненно более быстро, чем южный, что нашло отражение на процессах осадконакопления. За счет материала, поступавшего от разрушения приподнятого крыла Боянгольского горста, сформировались бегрединская и джаргинская свиты. С восходящими движениями блока связано и несогласное залегание красноцветной грубообломочной джаргинской свиты по южной окраине гор Ак-Таг, которое имело узкое местное значение.

Наиболее быстро прогибание происходило в Западно-Таннуольском прогибе, где накопилась мощная сероцветная толща живетского яруса, а также красноцветные песчано-гравелитовые верхнедевонские осадки.

Снос материала в прогиб, по-видимому, происходил со стороны его юго-восточного обрамления, влияние же материала, поступавшего с Боянгольской структуры, наблюдается только в соседних с нею участках прогиба.

В предживетское время некоторые мелкие структуры, сформировавшиеся в породах эффузивно-осадочного комплекса, прекратили свое дальнейшее развитие (например, широтные складки района Кара-Суг) и были перекрыты живетскими отложениями, не находя в них никакого отражения. Однако, крупные разломы, заложившиеся в начале девона или несколько раньше, во второй половине девона продолжали свое развитие и оказывали существенное влияние на процессы осадконакопления.

Во второй половине девона на площади Центрально-Тувинского поднятия произошла перестройка структурного плана. Началось возникновение новых форм, не связанных или мало связанных со структурами нижнего девона, — эйфеля.

В формировании новых структур наряду с разломами северо-восточного и широтного простирания большую роль играли разломы северо-западной ориентировки, протягивающиеся со стороны юго-восточного обрамления впадины. Таким образом возникли Кызылджаринская антиклиналь, Кербесская, Барыкская синклинали и другие структуры.

В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе в конце девона в связи с разломами появляются такие крупные овалы, как Онкажинская, Актальская и др.

В Хадынском прогибе продолжали свое развитие такие структуры северо-западного направления, как Кочетовская, Меджигейская, Совхозская и другие антиклинали.

Конец девона — начало карбона повсеместно ознаменовался интенсивным накоплением грубообломочных толщ, возникших за счет привноса речными потоками грубого материала как со стороны обрамления Тувинского прогиба, так и за счет разрушения блоковых структур Центрально-Тувинского поднятия.

В начале каменноугольного периода наступил новый этап развития, характеризующийся заметным ослаблением глыбовых движений и прекращением накопления грубых молассовых толщ.

Перед накоплением звенящей свиты карбона на значительной площади наступил перерыв в осадконакоплении. Только в осевой части Западно-Таннуольского прогиба продолжалось непрерывное отложение песчано-гравелитовых толщ.

Конгломераты и песчаники в шивеликское время заполнили все углубления в рельефе, отдельные выступы рельефа были сглажены, после чего центральная часть Тувинского прогиба стала представлять полого-холмистую равнину.

Звенящая свита, по нашему мнению, образовалась в условиях мелководного заболоченного пресноводного бассейна, по периферии которого произрастали лепидодендроны и другие виды каменноугольной флоры.

Отсутствие грубообломочного материала в разрезе звенящей свиты свидетельствует о спокойном тектоническом развитии района в это время. Перемещения по разломам прекратились или имели незначительные размеры. Наибольшее прогибание происходило в осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба. По направлению к Центрально-Тувинскому поднятию мощности постепенно сокращаются. Уюкская грабен-синклиналь прекратила свое дальнейшее погружение, здесь, как и в Туранском синклинальном прогибе, только местами накопились маломощные осадки карбона.

Во всем разрезе звенящей свиты присутствует большое количество тонких пепловых частиц, нередко встречаются отдельные прослои туфов кислого состава. Однако каких-либо иных следов вулканической деятельности (покровы эффузивов, грубый вулканогенный материал, интрузивные тела) встречено не было. Это обстоятельство заставляет предполагать, что источники пеплового материала располагались на значительном расстоянии от районов Центральной Тувы.

В джаргинское время намечается некоторое поглубение материала — отлагаются красноцветные песчаники и алевролиты, что, по-видимому, связано с обмелением водоема и установлением континентальных условий.

Более молодые свиты нижнекаменноугольного возраста актальская и молдыхемская отлагались только в наиболее опущенных частях Западно-Таннуольского синклинального прогиба. Они характеризуют спокойные условия накопления осадков.

В средне- и верхнекаменноугольную эпоху накопление осадков происходило только в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе. Здесь отлагались сероцветные песчаники и конгломераты, образованные в результате размыва нижнекаменноугольных осадков и подстилающих их пород. Временами накопление грубых осадков сменялось углеобразованием и осаждением тонкого материала. На остальной части прогиба имел место размыв, что связано с постепенными восходящими движениями.

В течение всего пермского и триасового периодов почти на всей площади Тувинского прогиба не происходило осадконакопления. Только в его наиболее прогнутых участках кое-где отлагались пермские образования. История тектонических движений в продолжение этого длительного отрезка времени пока остается недостаточно расшифрованной.

Характер залегания юрских отложений на подстилающих каменноугольных породах указывает, что некоторые структуры в течение перерыва испытывали развитие, унаследованное от среднего палеозоя. Так, в верхнем палеозое район Центрально-Тувинского поднятия испытывал воздымание, что привело к размыву не только каменноугольных, но и более древних пород. Одновременно происходило медленное развитие ряда мелких коробчатых складок, асимметричных антиклиналей и синклиналей и крупных овальных мульд.

Перед накоплением юрских отложений имело место некоторое оживление глыбовых движений, в связи с чем возник резко расчлененный рельеф. Продукты разрушения отдельных горстовых структур в дальнейшем сформировали базальные конгломераты средней юры.

По мнению П. П. Тимофеева (1955), в среднеюрское время на территории Тувы существовал единый водный бассейн, охватывающий не только центральную, но и западную часть Тувы. Грубообломочный материал поступал в него как из внутренних поднятых участков, так и со стороны северного, южного и восточного обрамления.

Для юрского времени характерно появление таких крупных наложенных форм, как, например, Кызыльская юрская мульда. Палеозойская тектоника нашла отражение в юрском чехле в виде резких флексур, асимметричных и угловатых складок, мульд и других структур, повторяющих в общих чертах некоторые палеозойские формы.

После среднеюрской эпохи на всей площади Тувы снова наступил длительный перерыв в осадконакоплении, продолжающийся до настоящего времени. В третичный и четвертичный периоды возобновились интенсивные глыбовые движения. Движения происходили, в основном, по оживившимся старым разломам, но вместе с тем появились и некоторые новые разрывы, с которыми местами связаны излияния молодых базальтов.

Следует отметить, что в третичное и четвертичное время движения по ряду крупных древних разломов приобрели иной знак. Например, в современном рельефе резко приподняты и образуют горные сооружения такие структуры, как Западно-Таннуольский синклинальный прогиб и Уюкская грабен-синклиналь.

Заключение

Приведенный в работе материал дает возможность охарактеризовать морфологию своеобразных складчато-глыбовых структур, развитых в породах средне-верхнепалеозойского структурного этажа Тувинского межгорного прогиба. На основании изучения морфологии структур, анализа мощностей, фаций, а также перерывов и угловых несогласий удастся понять основные закономерности развития глыбовых структур в пространстве и во времени, а также наметить их связь со строением фундамента.

Тувинский прогиб в тектоническом отношении представляет довольно крупную средне-верхнепалеозойскую структуру, сформированную на каледонском складчатом основании. История его формирования отражает последний, заключительный этап развития каледонид юга Сибири, связанный с постепенным их переходом в платформенное состояние, и может соответствовать стадиям развития вторичных и остаточных геосинклинальных систем, выделенных ранее А. В. Пейве и В. М. Сеницыным (1950). Общее строение и история Тувинского прогиба имеют много общего с расположенной севернее группой впадин Минусинской котловины. Он, как и впадины Минусинской котловины, приурочен к району виргации каледонских структур Алтае-Саянской складчатой области, причем все впадины Минусинской котловины, Западного Саяна, Тувы, а также молодые впадины Монголии расположены как бы на одной оси, ориентированной в северо-северо-западном направлении и секущей структуры фундамента.

В составе средне-верхнепалеозойских отложений Тувинского прогиба выделяется несколько крупных литологических комплексов пород, отражающих основные стадии ее развития в палеозое:

1. Комплекс морских терригенно-карбонатных отложений силурийского возраста; в северо-западной части впадины в его состав также включаются неметаморфизованные верхнеордовикские образования. В основании комплекса располагаются конгломераты, сменяющиеся выше кварцево-полевошпатовыми песчаниками, а затем флишными толщами известковых сланцев, алевролитов и органогенных известняков. Породы окрашены в серые и зеленовато-серые тона и только в верхах комплекса появляются красные окраски. Для комплекса характерно широкое развитие карбонатных пород; цемент песчаников и конгломератов обычно карбонатный. Комплекс охарактеризован довольно разнообразной морской эндемичной фауной, развитой и в соседней Монголии.

Мощность комплекса в центральных районах Тувы равна 1500—2000 м, в юго-западной части прогиба — превышает 5 км.

2. Эффузивно-осадочный комплекс ($D_1—D_2^1$) сложен чередующимися разнообразными вулканогенными образованиями с песчаниками, конгломератами и алевролитами, окрашенными обычно в красные и бурые тона. Вулканогенные породы в основании комплекса представлены диабазовыми порфиритами, в средней части комплекса появляются альбитизированные порфириты, спилиты и мощные экструзии кварцевых кератофиров. В верхах комплекса вулканогенные породы играют резко подчиненную роль.

Из осадочных пород первостепенное значение имеют красные песчаники, конгломераты и алевролиты, формирование которых связано с разрушением внутренних поднятий прогиба. В составе песчаников присутствует большое количество пирокластических пород кислого, основного и среднего состава. В песчано-сланцевых породах развиты псевдоморфозы по каменной соли, следы усыхания дна водоема, волно-

прибойные знаки. Характерна крайняя фациальная изменчивость вулканогенных и осадочных толщ.

Мощность комплекса в ряде мест достигает 3—5 км.

Органические остатки (псилофиты, рыбы и остракоды), а также общий облик пород свидетельствуют о том, что формирование комплекса происходило в лагунно-континентальной обстановке.

3. Красноцветно-терригенный комплекс ($D_2^2-D_3$) представлен осадочными породами; вулканогенные образования отсутствуют, исключая отдельные прослои туфов и туффитов. Преобладают песчаники, конгломераты и гравелиты, окрашенные в бурые и красные тона; подчиненное значение имеют отдельные не выдержанные по простиранию толщи сероцветных мергелей, пелитоморфных известняков и аргиллитов, содержащих остатки филлопод, рыб и растений.

Главными обломочными компонентами терригенных пород, наряду с кварцем и полевыми шпатами, как и в эффузивно-осадочном комплексе, являются пирокластические частицы, а также частицы метаморфических пород.

Для комплекса характерна повышенная карбонатность пород, что выражается не только в появлении прослоев и линз известняков и мергелей, но и в широком развитии песчаников с карбонатным цементом. Фациальная изменчивость пород весьма значительна, но несколько меньше, чем в подстилающем комплексе. Мощность достигает 1500—2000 м.

4. Туфогенный сероцветный комплекс (C_1) состоит из частого переслаивания окремневших песчаников, алевролитов, известняков и мергелей с туфами кислых эффузивов, туффитами и туфопесчаниками. Пепловый материал в виде иглоподобных и серповидных частиц, замещенных нередко анальцимом, присутствует в песчаниках, алевролитах и известняках. Пепловые частицы обычно не превышают в длину 0,1—0,2 мм, крупные пирокластические обломки отсутствуют. Все породы испытали значительное окремнение. Цемент песчаников опалово-халцедоновый, но нередко отмечается анальцимовый или даже фосфатный цемент. В отдельных разностях песчаников количество P_2O_5 достигает 8—10%. Помимо пепловых частиц, кварца и полевых шпатов, для песчаников характерно присутствие эпидота, апатита, циркона, граната и турмалина.

Повсеместно присутствуют остатки папоротникообразных растений и отпечатки рыб. Мощность комплекса 800—1200 м. Его формирование происходило в сравнительно спокойной обстановке, причем наибольшие мощности накапливались в юго-западной части прогиба. Отсутствие покровов эффузивов и грубого кластического материала указывает, что тонкий пепловый материал приносился из соседних районов с активной вулканической деятельностью.

5. Угленосный комплекс (C_{2+3}), имеющий небольшое распространение, отражает последний этап развития Тувинского межгорного прогиба в палеозое. Он представлен сероцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами, заключающими пласты угля рабочей мощности. Мощность комплекса до 350 м. Сходный ряд литологических комплексов, выделяемых в Тувинском прогибе, за исключением его нижнего члена, прослеживается и в Минусинском прогибе, где на складчатом фундаменте, сложенном преимущественно нижним кембрием, залегают эффузивно-осадочный комплекс нижнего девона — эйфеля. Эффузивные породы комплекса в нижней части представлены лабрадорowymi порфиритами, сменяющимися выше базальтами и диабазами. В юго-западном участке Минусинского прогиба присутствуют альбитизирован-

ные диабазы и спилиты, что характерно и для Западно-Таннуольского синклинального прогиба Тувы. Однако кислые эффузивы в Минусинском прогибе развиты слабо. Мощность достигает 3000—5000 м. В Усинской впадине, занимающей промежуточное положение между Тувинским и Минусинским прогибами, по нашим данным, внизу залегает комплекс морских терригенно-карбонатных пород силура общей мощностью около 800—1200 м, в составе которых, однако, развиты и красноцветные толщи. Он трансгрессивно перекрывает резко дислоцированные зеленые сланцы верхнего кембрия — ордовика осевой части Западно-Саянского синклинория.

Вулканогенный комплекс девона в Усинской впадине достигает мощности в 1500 м; в нижней части он сложен диабазовыми порфиритами, а в верхней части — кварцевыми порфирами. Осадочные образования в его составе отсутствуют.

Красноцветно-терригенный комплекс Минусинской котловины имеет заметное сходство с одноименным комплексом Тувы. Как и в Туве, по периферии прогиба и на его внутренних поднятиях комплекс залегает несогласно, тогда как в наиболее опущенных участках прогиба несогласие отсутствует. В составе комплекса выделяется ряд свит (илеморовская, кохайская), которые по литологическим признакам и содержащимся в них органическим остаткам могут отчасти соответствовать некоторым свитам Тувы. Однако, отдельные свиты не находят аналогов в Тувинском прогибе, как, например, бейская свита, содержащая остатки морской фауны. Мощность комплекса в Минусинском прогибе достигает 1500—2500 м.

В Усинской впадине мощность красноцветно-терригенного комплекса составляет 1200—1500 м, повсеместно на подстилающих породах комплекс залегает с угловым несогласием, а в его основании прослеживается 5—10-метровый пласт темно-серых окремнелых известняков. В составе комплекса преобладают красноцветные песчаники, гравелиты и конгломераты, сероцветные песчаники и известняки играют резко подчиненную роль.

В Минусинской котловине развит также туфогенный сероцветный комплекс карбона, мощность которого достигает местами 2000 м. В его составе присутствуют туфы, туффиты и туфопесчаники, чередующиеся с песчаниками и известняками. Породы комплекса претерпели окремнение, альбитизацию и окварцевание.

Угленосный комплекс в Минусинской котловине имеет более широкое распространение, чем в Туве. Его мощность составляет 1000—1200 м. Сложен он также песчано-глинистыми породами с отдельными пластами угля рабочей мощности.

Таким образом, в Минусинской котловине присутствуют те же комплексы, что и в Туве, за исключением самого нижнего. Мощность средне-верхнепалеозойских толщ, выполняющих впадины Минусинской котловины, местами достигает большой величины. Так, по данным комплексных геофизических исследований, мощность средне-верхнепалеозойского чехла в центральной части Южно-Минусинской впадины составляет около 5000—7000 м; в северном направлении его мощность заметно уменьшается.

В Тувинском прогибе следует ожидать еще больших мощностей, особенно в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе, где, помимо девона и карбона, присутствуют мощные силурийские накопления. Однако едва ли будет правильно предполагать, как это иногда делают, исходя из суммарной мощности средне-верхнепалеозойских отложений, что в юго-западной части впадины фундамент погружен на глубину 15—20 км.

Недавние работы И. В. Лучицкого (1957, 1959) показали, что впадины Минусинской котловины в девонском периоде объединялись в единый меридиональный межгорный прогиб, осложненный приблизительно широтно ориентированными антиклинориями. По предположениям И. В. Лучицкого, прогиб на юге ограничивался Западно-Саянским антиклинорием. Однако большое сходство разрезов и органических остатков среднего и верхнего палеозоя Центральной Тувы и южных районов Минусинской котловины, а также отсутствие достаточно резких фациальных изменений некоторых девонских свит Южно-Минусинской впадины у своих южных границ и наличие довольно мощных вулканогенных морских и красноцветных толщ силура и девона в горных районах Западного Саяна заставляют предполагать, что Минусинский прогиб был связан с Тувинским прогибом через разновозрастные впадины и прогибы Горного Алтая.

Тувинский прогиб, как и Минусинский прогиб, являются в общем структурами, наложенными на каледонское складчатое основание, хотя многие черты тектоники фундамента в них проявляются весьма резко. Так, например, современная форма впадин и их ориентировка определяется структурой каледонского фундамента.

Элементы унаследованности, как подчеркивал Н. С. Зайцев (1954, 1957), от раннекаледонского этапа развития значительно более отчетливо проявляются в Тувинском прогибе. Вдоль его северо-западного борта наблюдается совпадение простираний основных структур прогиба со структурами Западно-Саянской складчатой зоны. Возрастной интервал между породами фундамента и выполняющими прогиб толщами здесь сравнительно невелик. Однако по юго-восточному борту структуры прогиба секут структурный план пород фундамента почти под прямым углом и накладываются на него. Возрастной интервал между породами прогиба и фундамента здесь значительно больше, чем вдоль северо-западного борта.

Формации, участвующие в строении отложений, выполняющих Тувинский прогиб, резко отличаются от формаций, образовавшихся в основную стадию развития каледонской геосинклинали Тувы. Так, для кембрия характерно исключительное развитие морских отложений, среди которых могут быть выделены формации граувакково-сланцевая, рифовых и пелитоморфных известняков, спилитовая. Все породы метаморфизованы и заключают крупные батолитические тела гранитов.

В заключительные стадии развития каледонской геосинклинали Тувы произошло существенное изменение условий осадкообразования. В прогибах накопились мощные континентальные, лагунно-континентальные, прибрежно-морские и вулканогенные образования, осадочные толщи которых возникли почти исключительно за счет разрушения внутренних поднятий. Крупные интрузивные тела отсутствуют, характерны гипабиссальные и жильные тела гранитоидов, а также дайки основного состава. Здесь могут быть формации: терригенных прибрежно-морских известковистых пород; эффузивно-красноцветная, в нижней половине которой первостепенное значение имеют базальты, а в верхней — кварцевые порфиры; красноцветная формация лагунных и континентальных отложений и угленосная формация верхнего палеозоя и мезозоя.

Дислокации, развитые в породах средне-верхнепалеозойского структурного этажа, также морфологически заметно отличаются от структур фундамента. Для них характерны угловатые, коробчатые и флексурообразные складки, т. е. такие морфологические формы, которые находятся в неразрывной связи с разломами, тогда как для фун-

дамента свойственны длинные, нередко линейные складки, происхождение которых, в конечном счете, тоже связано с разломами, но механизм и условия формирования совершенно иные. Если по морфологии структуры резко отличны друг от друга, то в ориентировке внутренних структур прогиба наблюдается некоторая унаследованность, заключающаяся в совпадении направлений средне-верхнепалеозойских разломов и связанных с ними тектонических форм с общим простиранием дислокаций фундамента.

Таким образом, можно говорить о значительной унаследованности в ориентировке прогиба и его внутренних структур, но нельзя говорить об унаследованности тектонических форм и тектонических движений.

Глыбовая тектоника в Алтае-Саянской складчатой области проявилась в раскалывании каледонского складчатого основания на отдельные, нередко длинные и узкие блоки, обычно ориентированные согласно со складчатостью фундамента.

Средне-верхнепалеозойские и мезозойские толщи образуют складки облекания блоковых структур фундамента, причем границы отдельных блоков фундамента нередко выражаются без разрыва сплошности слоев, посредством флексур. Однако в Тувинском прогибе вследствие большой амплитуды перемещения отдельных блоков средне-верхнепалеозойские образования также нарушены разрывами.

Очень часто разломы затрагивают только породы эффузивно-осадочного комплекса, который является относительно более жестким, нежели вышележащие осадочные породы девона, карбона и юры, стражающие подобные разломы флексурообразными перегибами слоев.

Ряд структур характеризуется асимметричным строением, что связано с неравномерным движением отдельных блоков, когда одна из сторон блока оказывается приподнятой выше, чем противоположная.

Длительное развитие блоковых структур придает им сложное строение; так например, асимметрия структур выражается не только в их морфологии, но и в асимметричном распределении фаций, мощностей, а также перерывов и угловых несогласий.

Строение Тувинского прогиба неоднородно, так как внутри него прослеживается ряд положительных структур глыбового характера, в ядрах которых на поверхность выходят породы фундамента. Подобные крупные структуры, осложняющие прогиб, имеют характер горст-антиклинальных поднятий. Поднятия разделяют межгорный прогиб на ряд синклинальных прогибов, внутри которых мощность средне-верхнепалеозойских образований особенно велика. С момента возникновения синклинальных прогибов, т. е. в конце ордовика — начале силура, началось оформление Тувинского межгорного прогиба. На фоне поднятий располагаются типично глыбовые структуры, появившиеся в начале девона — горст-антиклинали и грабен-синклинали. Наконец, в юрское время начали оформляться мезозойские наложенные структуры, приближающиеся по своему строению к платформенным впадинам.

Рассматривая строение крупных внутренних структур Тувинского прогиба, мы отмечаем их непосредственную связь с длительно развивавшимися расколами фундамента. Проследивая более мелкие складки, осложняющие крупные структуры, также удается установить их связь с разрывными нарушениями. Расколы фундамента нередко в покрывающем их чехле проявляются в форме флексурообразных изгибов слоев.

Разрывные нарушения придают своеобразные морфологические черты складчатым формам. Последние имеют либо резко асимметричные или угловатые очертания, либо ограничены разрывами со всех

сторон. К таким складкам относятся: 1) угловатые и коробчатые складки, 2) резко асимметричные удлиненные антиклинали и синклинали, 3) асимметричные брахиантиклинали и 4) ограниченные разломами овалыные мульды.

Крупные и мелкие тектонические формы Центральной Тувы имеют большое морфологическое сходство со структурами, развитыми во впадинах Минусинской котловины, которые довольно подробно изучены И. В. Лучицким (1956, 1957), В. Н. Красильниковым и А. А. Моссаковским (1955).

И. В. Лучицкий (1957), описывая отдельные впадины, отмечает неоднородность их строения и указывает, что внутри впадин обнаружи-

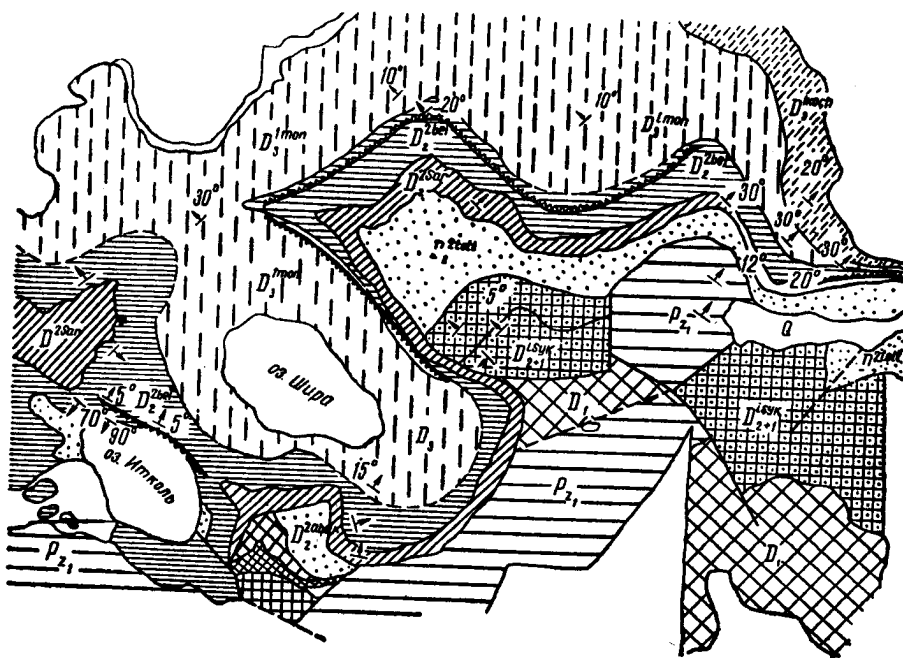


Рис. 28. Геологическая карта участка Иткольской и Ширинской синклиналей и Арамчакской коробчатой антиклинали (по В. Н. Красильникову и А. А. Моссаковскому)

ваются участки длительного прогибания (синклинальные прогибы) и поднятия, разграниченные друг от друга разломами или зонами разломов.

Особенно хорошо связь складчатых структур с разломами выражена в северных впадинах Минусинского прогиба (Чебаково-Балахтинская и Назаровская), где мощность чехла средне-верхнепалеозойских отложений значительно меньше, чем в южных участках прогиба. Здесь выделяются типичные коробчатые и угловатые складки, в строении которых принимают участие флексуры и разломы нескольких направлений (например, Арамчакская коробчатая антиклиналь (рис. 28), асимметричные антиклинали и синклинали, например, Джеримо-Карасукская и Марская синклинали, разделенные Терешинской антиклиналью (рис. 29). Довольно широкое развитие имеют чашеобразные мульды, ограниченные не разломами, характерными для Тувы, а флексурами (Черноозерская, Ширинская и др. (рис. 30).

В Минусинском прогибе, как и в Туве, широко развито пересечение разломов северо-западной и юго-восточной ориентировок, что и

приводит к появлению коробчатых и угловатых складок, аналогичных, например, Кызылджардинской антиклинали Тувы.

Б. Н. Красильников и А. А. Моссаковский также подчеркивают зависимость между формой и положением средне-верхнепалеозойских впадин и структурным планом каледонского фундамента.

В западной части Центрального Казахстана, в районе Сарысу-Тенизского водораздела, А. А. Богдановым (1954) и Ю. А. Зайцевым (1957) описана своеобразная зона среднепалеозойских глыбовых структур северо-западного простирания, наложенная на меридионально простирающиеся линейные структуры каледонского складчатого фундамента. Эта зона характеризуется широким развитием горст-антикли-

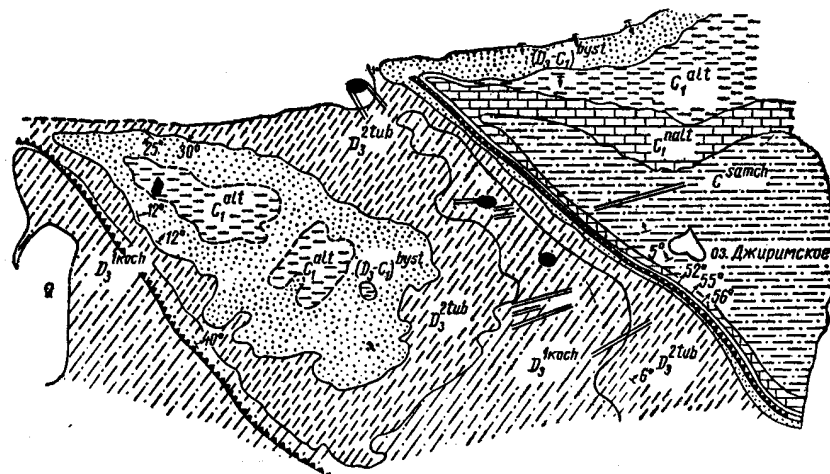


Рис. 29. Геологическая карта асимметричной Тергешской антиклинали, разделяющей Джарим-Карасукскую и Марскую синклинали (по Б. Н. Красильникову и А. А. Моссаковскому)

налей и грабен-синклиналей, нередко асимметричных; горст-антиклинали сложены вулканогенными толщами нижнего девона — эйфеля и подстилающими их породами нижнего палеозоя и докембрия. Грабен-синклинали выполнены мощными накоплениями девано-каменноугольного возраста. Отдельные грабены прослеживаются на протяжении 100—150 км при ширине от 5 до 20 км; они имеют плоские днища и крутые крылья.

Помимо горстов и грабенов, в северных участках Сарысу-Тенизской зоны известны плоские овальные мульды с интенсивно нарушенными крыльями, напоминающие некоторые мульды Тувы.

Вблизи крупных разрывов в Сарысу-Тенизской зоне наблюдаются небольшие незамкнутые складки типа структурных носов, сходные с Эрбекской или Совхозской антиклинальными складками в Туве.

В Кингирской зоне западной части Центрального Казахстана развиты брахискладки, характеризующиеся асимметрией в связи с осложнением их южных крыльев флексурами или разломами.

Таким образом этот краткий сравнительный анализ показывает, что для каледонид юга Сибири и для каледонской части Центрального Казахстана характерны близкие по своей морфологии складчато-глыбовые формы, появление которых закономерно для последних этапов развития указанных структурных зон.

Для средне-верхнепалеозойских структур Тувинского прогиба, как уже отмечалось, наблюдается определенная связь со строением ниже-

палеозойского фундамента, что выражено в частом совпадении простираний внутренних структур прогиба и фундамента. Что касается разломов, расчленивших фундамент на ряд глыб, то они далеко не безразлично относились к структурному плану пород фундамента, а в значительной мере наследовали его простирания. И там, где прямолинейная ориентировка складок фундамента выдержана на значительном

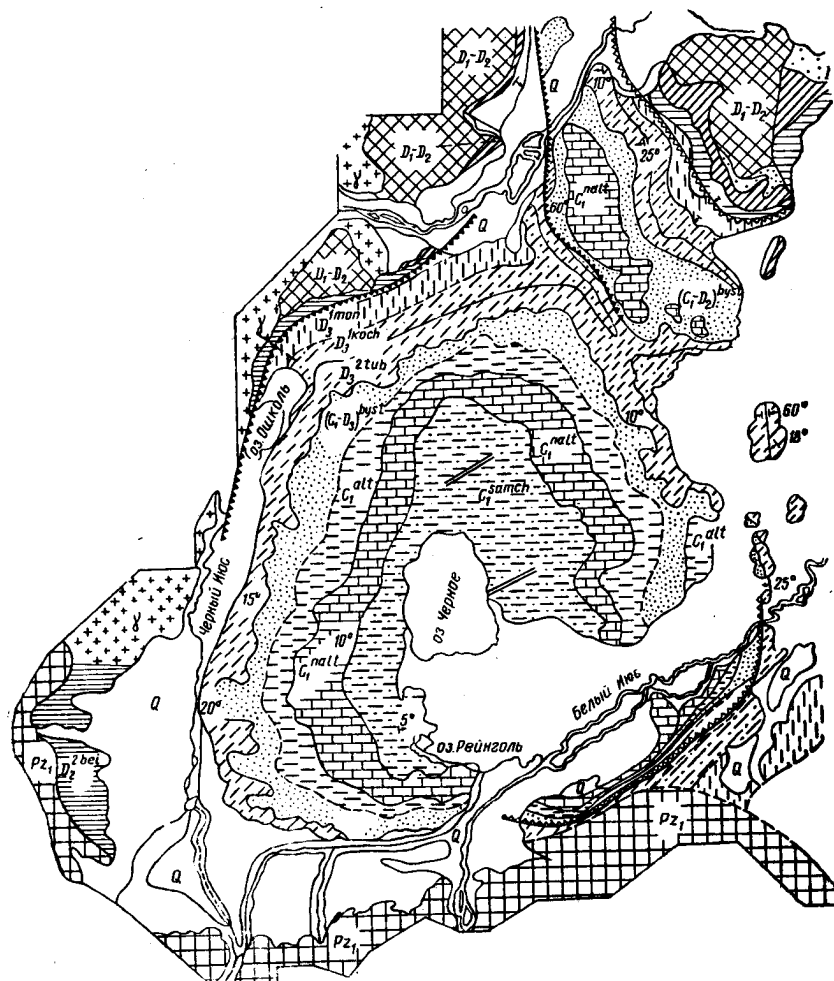


Рис. 30. Геологическая карта Черноозерской мульды (по Б. Н. Красильникову и А. А. Моссаковскому)

расстоянии, разломы идут по простиранию или секут его под небольшими углами. Однако в участках резких ветвлений структур фундамента разломы пересекают их уже под значительными углами.

Поэтому внутреннее строение средне-верхнепалеозойских тектонических форм, развитых на линейно-вытянутых структурах фундамента сравнительно просто; для таких участков характерно небольшое количество продольных разломов и связанных с ними флексур, асимметричных складок и брахиструктур (Туранский синклинальный прогиб, Усинская, Уйменская впадины). Значительно более сложное строение имеют средне-верхнепалеозойские тектонические формы, которые приурочены к участкам ветвления структур основания. Примером подобных

структур является Центрально-Тувинское поднятие, разделенное многочисленными разломами северо-западного и северо-восточного направления на ряд блоков, внутри которых выделяются очень сложные угловатые и коробчатые складки.

История формирования и развития глыбово-складчатых структур Тувы до сих пор различными исследователями рассматривалась по-разному. Одни считают, что в их образовании первостепенную роль играли фазы складчатости, другие полагают, что глыбовая тектоника является результатом третичных и четвертичных горообразовательных движений, третьи указывают на незначительную интенсивность средне-верхнепалеозойских тектонических движений вообще.

Имеющиеся материалы не позволяют согласиться с отмеченными точками зрения. Установлено, что глыбовые структуры характеризуются длительным непрерывным, хотя и неравномерным развитием, начавшимся в конце нижнего палеозоя и продолжающимся вплоть до наших дней.

Анализ мощностей, фаций, перерывов и угловых несогласий, а также морфология структур показывают, что Тувинский прогиб был заложен в конце ордовика — начале силура. В конце силура — начале девона в нем с особой силой проявилась глыбовая тектоника, когда многочисленные разрывные нарушения раскололи всю его территорию на множество отдельных блоков, испытывавших длительное, но неравномерное взаимное перемещение, что оказывало решающее значение на распределение мощностей, фаций, перерывов и угловых несогласий.

Вдоль важнейших разломов проникают продукты вулканической деятельности. Так, к границе Центрально-Тувинского поднятия и Западно-Таянкульского синклинального прогиба приурочены огромные массы диабазовых порфиров, кератофиров, спилитов и кварцевых порфиров, а также мелкие интрузии кислых пород и многочисленные дайки.

В девонском периоде такая структура, как Центрально-Тувинское поднятие, раскололась на ряд блоков; некоторые из них (грабен-синклинали) опускались и интенсивно заполнялись грубообломочными накоплениями, поступающими с относительно приподнятых и морфологически выраженных в виде уступов бортов отдельных горстов.

Так, Боянгольский горст в течение девонского периода испытывал непрерывное и неравномерное относительное поднятие вдоль длительно живущих разломов. Одновременно он являлся местным поставщиком грубообломочного материала в соседние отрицательные формы.

Этот горст имеет асимметричное строение, что характерно также для многих других блоковых структур Тувы. При его асимметричном строении и неравномерном развитии одно из крыльев блока приподнималось и надвигалось на опущенное крыло соседнего блока, вызывая дислокации каменноугольных и юрских пород, которые то разорваны, то испытывают только резкие флексурообразные изгибы слоев.

В связи с тем, что формирование глыбовых структур происходило длительно, амплитуда перемещения по разломам вверх по разрезу убывает не только за счет затухания разломов, но и потому, что более молодые породы испытали меньшую длительность перемещения вдоль той или иной зоны разлома. В результате длительного развития структур вдоль приподнятого крыла блока появляются местные размывы и угловые несогласия, а мощность осадков, по сравнению с опущенным крылом, заметно сокращается.

В продолжение девонского периода амплитуда глыбовых движений достигала большой величины. Особенно интенсивные движения, со-

проявлявшиеся вулканической деятельностью, имели место в нижнем девоне — эйфеле, когда Боянгольский горст приподнялся относительно дна Западно-Таннуольского прогиба, по крайней мере, на 7000—8000 м. В значительной мере ослабленные глыбовые движения продолжались в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. За это длительное время глыбовые структуры сильно усложнились, а район Центрально-Тувинского поднятия испытал неоднократные перестройки, что придало ему особую сложность строения.

Наряду с унаследованным характером развития большинства структур, в кайнозое проявились глыбовые движения с обратным знаком, что привело к появлению современных горных хребтов на месте Западно-Таннуольского синклинального прогиба и Уюкской грабен-синклинали.

Закономерные изменения мощностей и фаций у границ ряда глыбовых структур свидетельствуют, что перемещение глыб происходило непрерывно в течение длительного промежутка времени, охватывающего иногда несколько геологических периодов. Однако глыбовые движения были неравномерными, так как периоды интенсивных движений, создающих расчлененный рельеф, приводивший к накоплению мощных грубообломочных толщ, сменялись заметным ослаблением движений, сопровождавшихся отложением сравнительно тонкозернистых и карбонатных осадков и не резким изменением мощностей и фаций.

Периоды интенсивных движений блоковых структур вряд ли можно отождествлять с фазами складчатости, так как их длительность значительна и может быть легко измерена геологическими методами.

В истории формирования средне-верхнепалеозойских структур Центральной Тувы намечается три основных этапа.

Первый этап охватывает верхний ордовик — силур. В этот период происходит зарождение Тувинского межгорного прогиба, начавшееся с заложения крупных синклинальных прогибов и их заполнения мощными толщами карбонатно-терригенных морских осадков.

Во втором этапе, продолжавшемся в течение девонского периода, с особой силой проявились глыбовые движения, сопровождавшиеся вначале интенсивной вулканической деятельностью. Поднятия и синклинальные прогибы в это время распадаются на ряд крупных блоковых структур, перемещение которых привело к образованию асимметричных складок, флексур и разнообразных угловатых, коробчатых и овальных форм.

В это время в Тувинском прогибе накапливаются мощные континентальные, лагунно-континентальные и вулканогенные образования. В начале этапа изливаются базальты, сменившиеся затем экструзиями кислого состава. Длительное, но неравномерное развитие блоковых структур вызвало сложные изменения мощностей и фаций и способствовало появлению многочисленных перерывов и угловых несогласий в выполняющих прогиб отложениях.

Третий этап развития начался с карбона. К этому времени глыбовые движения заметно ослабли, а вулканическая деятельность в районе совсем прекратилась. Осадконакопление сосредоточилось в отдельных пресноводных бассейнах, где отлагались в основном тонкозернистые породы, а временами происходило углеобразование.

В юрское время возникают структуры, по своей форме приближающиеся к платформенным. В третичное и четвертичное время произошло оживление глыбовых движений, причем движения по некоторым разломам приобрели иной знак.

ЛИТЕРАТУРА

- Адрианов А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное в 1881 г. по поручению Русского географического общества. Зап. Русск. геогр. общ. по общей геогр., 1888, 11.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. М.—Л., Гостеолиздат, 1947.
- Астрова Г. Г. О родовых комплексах мшанок в силурийских отложениях Советского Союза. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, № 3.
- Баженов И. К. Западный Саян. Л., изд. АН СССР, 1934.
- Богданов А. А. Несогласия; их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Сов. геол., 1954, сб. 41.
- Бурьянова Е. С. Анальцимовые осадочные породы из Тувы. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
- Варенцов И. М. К стратиграфии среднедевонских отложений Тувы. Докл. АН СССР, 1955, 104, № 3.
- Варенцов И. М. Стратиграфия, литология, фации среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1956. Фонды б-ки Отд. геол.-геогр. наук АН СССР. Рукопись.
- Варенцов И. М. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, № 3.
- Дорошко С. М. Формирование некоторых локальных структур Минусинской депрессии. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 3.
- Еремеев В. П. К характеристике интрузий Центральной Тувы. Докл. АН СССР, 1949, 67, № 3.
- Еремеев В. П. Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы. Труды Института геол. наук АН СССР, 1950, вып. 107, петрогр. сер., № 31.
- Зайцев Н. С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола. Докл. АН СССР, 1947, 57, № 9.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.
- Зайцев Н. С., Сажина В. В. Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Тува). Докл. АН СССР, 1958, 118, № 1.
- Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, № 1.
- Клитин К. А. Тектоническое строение центральной части Тувинской межгорной впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 7.
- Клитин К. А. Об особенностях развития некоторых герцинских структур Тувы. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 2.
- Красильников В. Н., Моссаковский А. А., Суворова В. С. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов ее изучения. Сов. геол., 1955, сб. 42.
- Кудрявцев Г. А. 1. О нижнем силуре Западного Саяна. Докл. АН СССР, 1949, 67, № 4.
- Кудрявцев Г. А. 2. Область сопряжения Зап. Саяна и Тувы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, № 6.

- Кудрявцев Г. А. Еще об области сопряжения Западного Саяна и Тувы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, № 1.
- Кузнецов В. А. Новые данные по геологии Западного Саяна (серпентиновый пояс Саян). Вестн. Зап. Сиб. геол.-гидро-геодез. треста, 1934, вып. 2.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А. 1. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, 1948, 60, № 2.
- Кузнецов В. А. 2. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы. Докл. АН СССР, 1949, 64, № 4.
- Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Кузнецов В. А. Южные районы Алтае-Саянской горной области. Тр. Лабор. геол. докембрия, 1952, вып. 1.
- Кузнецов В. А. Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: Вопросы геологии Азии, том 1, М., изд. АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Принципы построения формационно-стратиграфической схемы Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. 1, Новосибирск, 1955.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их появлении. Докл. АН СССР, 1949, 65, № 1.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1938. (Тр. Монгольск. ком. № 26. Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 2).
- Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы. Докл. АН СССР, 1950, 75, № 2.
- Левенко А. И. О возрасте соленосных отложений района горы Туз-Таг (Тува). Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 3.
- Левенко А. И. Новые данные о возрасте галогенных отложений Тувы (девон). Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 5.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. О находке фауны в эффузивно-осадочных отложениях юго-восточного борта Тувинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 2.
- Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. М., изд. АН СССР, 1956. (Тр. Тувинской компл. экспедиции, вып. 4).
- Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области. Сов. геол., 1955, сб. 46.
- Лучицкий И. В. О соотношении флексур с разломами и складками. Геол. сб. Львовск. геол. общ., 1956, № 2—3.
- Лучицкий И. В. 1. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Диссертация на соискание уч. степени докт. геол.-мин. наук. М., изд. АН СССР, 1957.
- Лучицкий И. В. 2. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, № 2.
- Маслов В. П. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.
- Маслов В. П. Происхождение и возраст хр. Танну-Ола и Убсанурской котловины (Южная Тува). Землеведение, 1948, 2 (42).
- Маслов В. П. Происхождение кембрийских известняков Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Матросов П. С. О находке спор кардаитов верхнепермского возраста в соленосных отложениях Туз-Тага. Докл. АН СССР, 1954, 95, № 3.
- Мелешенко В. С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. В кн. Палеонтология и стратиграфия. М., Госгеолиздат, 1953.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Танну-Тувинской Народной Республики. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1936, 5.
- Нейбург М. Ф. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Тувы. Докл. АН СССР, 1950, 74, № 3.
- Новожилов Н. И. 1. Древние двустворчатые листоногие ракообразные полиграптинны из девона нижнего течения р. Южный Торгалык. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 1.
- Новожилов Н. И. 2. Новый род двустворчатых листоногих ракообразных *Ulugketia* и его стратиграфическое значение. В кн. Вопросы геологии Азии, т. 2. М., изд. АН СССР, 1955.

- Новожилов Н. И., Варенцов И. М. Новые *Conchostraca* из живецкого яруса Тувы. Докл. АН СССР, 1956, 110, № 4.
- Обручев В. А. Естественные богатства Танну-Тувинской республики и степень изученности последней. Новый Восток, 1926, № 13—14.
- Обручев Д. В. Цефаласпиды из нижнего девона Тувы. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 5.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Первухина А. Е. и Дробинина Н. Я. Карбонатные породы Тувинской автономной области. М., изд. АН СССР, 1955 (Тр. Тувинск. компл. экспедиции, вып. 1).
- Петрусевич М. Н. Геолого-съемочные и поисковые работы на основе аэрометодов. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Потанин Г. Н. Очерки Северо-Западной Монголии, вып. 3. СПб., изд. Русск. геогр. общ., 1883.
- Рафиев Н. И. Об ордовикском возрасте пород в районе поселка Кызык-Чадр в Тувинской автономной области. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 3.
- Ротараш И. А., Чумаков А. А. Габбро-гранофировая ассоциация из южной части центральной Тувинской впадины. Уч. зап. Кишиневск. гос. ун-в., 1955, 19.
- Сивов А. Г. О «нижнем силуре» Западного Саяна. Изв. Томск. индустр. ин-та, 1944, 62, вып. 1.
- Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Стратиграфический словарь СССР. Под ред. Б. К. Лихарева. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Теодорович В. И. Центрально-Тувинская антиклиналь, Докл. АН СССР, 1949, 68, № 3.
- Теодорович В. И. О следах молодой интрузивной деятельности в Центральной Туве. Докл. АН СССР, 1953, 91, № 3.
- Тимофеев П. П. 1. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, 1953, 92, № 2.
- Тимофеев П. П. 2. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, 1953, 93, № 2.
- Тимофеев П. П. О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадана Западной Тувы. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 6.
- Унков В. А. Верхнепалеозойские угленосные отложения Тувы. Докл. АН СССР, 1949, 64, № 3.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. В кн. Вопросы геологии Азии, т. 1. М., изд. АН СССР, 1954.
- Чернышев Б. Б. 1. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1937 (Тр. Монгольск. ком., № 29, Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 5).
- Чернышев Б. Б. 2. Силурийские и девонские *Tabulata* Монголии и Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1937. (Тр. Монгольск. ком., № 30. Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 6).
- Чернышева Н. В. Силурийские и девонские трилобиты Монголии и Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1937 (Тр. Монгольск. ком., № 28. Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 4).
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Шмальгаузен И. Ф. Об отпечатках растений, собранных А. В. Адриановым. Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, 1888, 11 (Прил. к книге Адрианова А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны).
- Hausen H. Outlines of the physiographical development of the Northern part of the Sino—Siberian continental area. В кн. Comptes rendus de la XIII session du Congrès Géologique International, fasc. 2. Liège, 1925.
- Hausen H. The upper Jenissei drainage area (Territory of Uriankhai). Acta Geographica, Helsingfors, 1927, № 1.
- Hausen H. Geological outlines of Uriankhai or the Tannu—Tuva Republic. Geografiska Annaler, Stockholm, 1935, Arg. 17.
- Hausen H. Geologie und Bodenschätze von Tannu—Tuva (Urjanchai). Zs. f. prakt. Geol., 1938, Jahrg. 46, H. 12.
- Maas W. La géologie du Touva (Sibérie) d'après des travaux soviétiques récentes. Bull. Soc. Geol. de France, 6-me ser., 1952, 2, fasc. 4/6.
- Merisuo A. K. Itineratien und Landschafts Profile J. G. Granös aus Uranchai (Tannu-Tuwa) und der Nordmongolei. Helsinki, 1938.

STAT

Page Denied

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26

СТРАТИГРАФИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
(АНТРОПОГЕНОВЫХ)
ОТЛОЖЕНИЙ
АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ СССР
И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ
С ЕВРОПЕЙСКИМИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

STAT

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26

**СТРАТИГРАФИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
(АНТРОПОГЕНОВЫХ)
ОТЛОЖЕНИЙ
АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ СССР
И ИХ СОПОСТАВЛЕНИЕ
С ЕВРОПЕЙСКИМИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1960

Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук В. И. Громов

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор *В. И. Громов*

В. И. ГРОМОВ

**О СХЕМЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ (АНТРОПОГЕНОВОЙ)
ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ
НА ТЕРРИТОРИИ СССР И ЗА РУБЕЖОМ**

(ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ)

На II Конференции международной ассоциации по изучению четвертичного периода Европы АИЧПЕ, состоявшейся в 1932 г. в Ленинграде, были подведены итоги изучения четвертичного периода в области геологии, флоры, фауны, ископаемого человека. Приняты важные согласованные решения по легенде, подразделению четвертичной системы и др.

За 25 лет, прошедших с этого времени, накопился новый большой фактический материал почти во всех странах мира. Анализ этого материала позволяет поставить как одну из важнейших очередных задач в изучении четвертичного периода сопоставление стратиграфических схем в различных странах и разработку стратиграфической схемы подразделений четвертичного периода. Построение единой общепринятой схемы подразделений четвертичного (антропогенового) периода имеет большое научное и практическое значение даже в том случае, если эта схема была бы принята для какой-либо крупной территории или одной страны. Во много раз значение схемы возросло бы, если бы удалось разработать такие подразделения для четвертичной системы, которые отвечали бы требованиям как советских, так и зарубежных ученых. Это явилось бы большим вкладом в международную науку, так как значительно облегчило бы всю дальнейшую работу по составлению международной карты четвертичных отложений и систематизацию материала по истории четвертичного периода.

Понятно, что построение такой схемы может быть основано только на анализе и сопоставлении местных стратиграфических схем, составленных по возможности для крупных территорий и опирающихся на сеть эталонных разрезов или целых территорий. Чем гуще будет сеть эталонов, тем надежнее будут и все построения.

Очень важно, конечно, иметь в виду и те основные принципы и методику, на которых должны проводиться все стратиграфические построения. Эти вопросы уже неоднократно затрагивались в других работах (см. список литературы), поэтому сейчас мы коснемся их очень кратко.

При современном состоянии наших знаний можно считать доказанным, что изучение четвертичной системы принципиально не должно отличаться по своей методике от изучения других геологических систем, хотя четвертичные отложения имеют свою специфику. Эта специфика заключается прежде всего а) в геологической молодости четвертичных отложе-

ний, связывающей, подобно мосту, геологическое прошлое с современностью и б) в наличии остатков ископаемого человека, его прямых предков и следов его культуры.

Очень важной особенностью отложений четвертичной системы является преимущественно континентальный характер доступных для изучения отложений в противоположность преимущественно морским осадкам других систем. Континентальные отложения всех систем отличаются от морских, как известно, быстрой фациальной изменчивостью, большим разнообразием генетических типов, тесной зависимостью от рельефа и другими особенностями.

Все эти особенности требуют разработки комплексной методики изучения четвертичных отложений с применением, кроме обычных геологических и палеонтологических методов, также и методов геоморфологического, неотектонического, археологического и др.

Однако эти различия в изучении отложений четвертичной и более древних систем не имеют принципиального характера, и метод палеонтологического (в широком смысле слова) анализа должен быть ведущим методом при изучении группы стратиграфических вопросов для всех периодов истории Земли без исключения.

Особое значение при изучении четвертичного периода палеонтологический и археологический методы приобретают теперь, в связи с развитием работ по абсолютной геохронологии (в частности C^{14}). К сожалению, этот важнейший метод исторической геологии у нас еще не получил надлежащего развития.

Для изучения отложений четвертичной системы возможность применения палеонтологического метода долгое время отрицалась (да и теперь еще не всеми признается) на том основании, что четвертичная флора и фауна изменились так мало по сравнению с современными, что использовать их для стратиграфии якобы нельзя.

Забвение палеонтологического принципа или игнорирование его при изучении четвертичных отложений приводит к тому, что, несмотря на более чем столетнее изучение четвертичных отложений, многие кардинальные вопросы еще остаются нерешенными. К числу таких нерешенных вопросов относится вопрос о нижней границе четвертичного периода, о количестве оледенений и некоторые другие.

Вся история четвертичной фауны в тех временных границах, которые были приняты для четвертичного периода II конференцией АИЧПЕ в 1932 г., представляет лишь историю подвидов некоторых видов с момента их появления, т. е. лишь незначительный отрезок истории современной фауны. Поэтому нижняя граница, принятая на этой конференции для Q, не может быть границей геологического периода и должна быть понижена.

То же следует сказать и относительно истории развития человека, если подходить с палеонтологической точки зрения.

К необходимости значительного снижения нижней границы четвертичного периода приводят также анализ неотектоники и история развития основных черт современного рельефа.

Объединение, по меньшей мере, верхнего плиоцена, плейстоцена и голоцена как частей одного целого, представляющего крупный этап в истории Земли, было бы вполне рациональным.

В течение этого отрезка времени геологической истории совершилось событие величайшей важности— появление прямых предков человека и эволюция его, начиная от стадии древнейших *Hominidae* до современного *Homo sapiens*. Поэтому было бы правильным присвоить этому периоду вместо устаревшего «четвертичный период» название, предложенное академиком А. П. Павловым,— «антропогеновый период», т. е. период рождения и развития человека.

[illegible]

Этот период разделится тогда на три эпохи (отдела): эоплейстоцен, плейстоцен, голоцен. Каждая из них, в свою очередь, может быть подразделена на века (ярусы), охарактеризованные палеонтологически (схема 1).

Большое внимание необходимо уделить также вопросам терминологии вообще, а также индексировке стратиграфических подразделений (до ярусов включительно), которые должны быть: 1) унифицированы и 2) не должны отличаться от обозначений, принятых для подразделений дочетвертичных систем. Все более мелкие, чем ярус, подразделения должны обозначаться путем дополнительных прибавлений к индексам сокращенных местных названий.

Анализ существующих стратиграфических схем для крупных территорий Европейской и севера Азиатской частей Советского Союза, составленных авторами¹, придерживающимися различных взглядов на причины и количества оледенений показывает, что они не имеют принципиальных расхождений; последние сводятся лишь к неодинаковой интерпретации фактического материала.

Итак, для построения единой схемы подразделений четвертичной системы, которая удовлетворяла бы всех изучающих четвертичный период, требуется прежде всего построение местных стратиграфических схем. В связи с этим должны быть решены следующие вопросы.

Определение: а) положения нижней границы четвертичной системы, б) принципов проведения стратиграфических границ внутри системы между отделами и ярусами и определение понятий этих таксономических единиц, в) геологического возраста палеолита и сопоставление археологических культур разных стран, учитывая важное значение археологических памятников как элементов стратиграфии, г) времени появления *Homo sapiens* и выяснение его филогенеза на фоне геологической истории, а также д) уточнение истории развития флоры и фауны, е) сопоставление различных генетических типов четвертичных отложений и в первую очередь морских и континентальных осадков и ж) вопросы терминологии.

Но важнейшее положение при разработке подразделения четвертичного периода, которое следует твердо помнить, это то, что доступные для изучения четвертичные отложения являются преимущественно континентальными образованиями. Поэтому все основные стратиграфические построения должны делаться на изучении в первую очередь континентальных, а не морских отложений, как это еще практикуется, к сожалению, некоторыми геологами у нас, в СССР (П. В. Федоров, Г. А. Родзянко).

Прошло более 40 лет со времени Октябрьской революции. Срок не малый, а в условиях нашей жизни — огромный. За это время отношение к изучению четвертичных отложений резко изменилось. Запросы практики потребовали самого тщательного и всестороннего изучения прежних «наносов», так как знание их инженерно-геологических свойств и их стратиграфии оказались необходимыми для геологов, ведущих поисково-разведочные работы на различные виды полезных ископаемых, и для строителей, использующих эти отложения как материал или как основания под возводимые на них самые различные сооружения. Наличие в четвертичных отложениях остатков ближайших предков: человека, современных нам животных и растений, а также самого ископаемого человека и его культуры привлекало внимание к изучению четвертичных отложений представителей самых разнообразных наук — археоло-

¹ С. Г. Боч, И. И. Краснов, Г. Ф. Мирчинк, А. И. Москвитин, К. В. Никифорова, В. В. Попов, В. Н. Сакс, В. Н. Соколов, Л. Д. Шорыгина, С. Б. Шатский, Е. Н. Щукина, С. А. Яковлев и др.

гов, зоологов, ботаников и др. За 40 лет накопился громадный материал по самым различным вопросам истории четвертичного периода.

Однако, если обратить внимание на степень изученности отдельных территорий СССР, которая определяется в первую очередь наличием для этих территорий геологических карт, то придется констатировать, что до последнего времени оставалась слабо освещенной в геологическом отношении обширная территория Азиатской части СССР, в особенности Восточная Сибирь, а также горные сооружения, обрамляющие Сибирскую платформу, Дальний Восток. Это лишало возможности, надежного сопоставления четвертичных отложений Европейской и Азиатской части СССР. Поэтому отдел четвертичной геологии Геологического института Академии наук СССР после окончания Отечественной войны почти полностью переключился на работу в Азиатской части, поставив основной задачей разработку корреляции различных генетических типов четвертичных отложений в различных структурных зонах и установление опорных в стратиграфическом отношении территорий в Казахстане (К. В. Никифорова), на Алтае (Е. Н. Щукина), в Тянь-Шане (В. В. Попов), Туве (Л. Д. Шорыгина), на Центрально-Сибирской платформе (пять отрядов под руководством Э. И. Равского и М. Н. Алексеева). Помимо стратиграфического расчленения кайнозоя, на этих территориях были развернуты работы по палеонтологическому и палеофитологическому обоснованию стратиграфии этих и других территорий Азиатской части СССР (Э. А. Вангенгейм, О. В. Матвеева, Р. Е. Гитерман, Е. Д. Заклинская, В. И. Громов, Е. В. Коренева, Л. В. Голубева). Такие же работы были поставлены в истекшей пятилетке по Полярному Уралу и прилежащей к нему северо-западной части Западно-Сибирской низменности до правобережья Енисея (С. Г. Боч) и также по восточной окраине этой низменности (С. А. Архипов, Ю. А. Лаврушин). Весьма значительный вклад в изучение четвертичной геологии и геоморфологии по Азиатской части внесли также организации Министерства геологии и охраны недр СССР, Главсевморпути и некоторые другие организации. В особенности следует отметить работы этих организаций для северо-востока СССР и Западно-Сибирской низменности.

Анализ накопленного материала позволяет уже приступить к разработке унифицированной стратиграфической шкалы, хотя не все еще даже основные вопросы истории четвертичного периода решены или, во всяком случае, могут считаться решенными единодушно. К числу таких проблем все еще относится стратиграфическое положение нижней границы четвертичной системы, причины и число оледенений, принципы стратиграфических подразделений внутри системы и т. д. Тем больший интерес в решении основных вопросов истории четвертичного периода и корреляции четвертичных отложений СССР представляют целеустремленно проведенные исследования в течение ряда лет довольно значительного коллектива сотрудников Отдела четвертичной геологии ГИНа.

Главнейшие итоги этих работ и печатаются в настоящем сборнике. К сожалению, по не зависящим от авторов обстоятельствам в данный выпуск не удалось включить ряд статей по палеофитологическому обоснованию стратиграфии четвертичных отложений Восточной и Западной Сибири, Казахстана, Алтая, но итоги этих исследований вошли в соответствующие статьи.

Наиболее существенным результатом проведенных работ было широкое развитие биостратиграфических исследований, показавших полную возможность применения в Азиатской части СССР биостратиграфической схемы, выработанной в отделе четвертичной геологии. На основании

нового фактического материала в эту схему были внесены важные дополнения в списки фаунистических комплексов на территории Азии, а для Центрально-Сибирской платформы впервые доказано наличие фаунистических комплексов с элементами южно-азиатской (китайской) фауны (см. статью Э. А. Вангенгейм). Помимо непосредственного значения для решения вопросов стратиграфии, этот вывод очень важен и для понимания истории фауны вообще.

Большого внимания заслуживает также вывод о целесообразности трехчленного, а не четырехчленного подразделения четвертичного периода, который вытекает из работ на всех указанных выше территориях. Интересно, что такой же вывод о трехчленном подразделении четвертичного периода на 1) «доледниковые», 2) «межледниковые и ледниковые слои» и 3) «современные» можно сделать и на основании решения «рабочей комиссии по разработке унифицированной схемы стратиграфии и коррелятивных таблиц четвертичных отложений Северо-Востока СССР». Этот вывод основан на принятых той же комиссией коррелятивных схемах для следующих шести областей Северо-Востока: 1, 2 — северо-западная и юго-восточная части верховьев Колымы, 3 — верховья Индигирки, 4 — Колымо-Индигирская и Приморская низменности, 5 — Чукотско-Анадырская область, 6 — Ново-Сибирские острова, т. е. как раз тех территорий, которые не были затронуты исследованиями Отдела четвертичной геологии ГИНа².

Вполне естественно, что трем крупным подразделениям должны соответствовать в подразделении геохронологической шкалы названия «эпох» или «отделов», как это и сделано в настоящем сборнике.

Необходимость понижения нижней границы плейстоцена встречается единодушно подтверждение в этих работах.

Таким образом, проведенные отделом работы по проблеме «Подразделение четвертичного (антропогенного) периода и корреляции четвертичных отложений на территории СССР в различных структурных зонах» бесспорно способствовали решению ряда теоретических вопросов, связанных с этой проблемой, и заложили хорошие основы для дальнейшей разработки стратиграфии четвертичных отложений Азиатской части СССР. В итоге проведенных исследований созданы стратиграфические схемы для таких крупных территорий, как Алтай, Казахстан, Тува, Тянь-Шань, Сибирская платформа (южная часть) и дано стратиграфическое сопоставление четвертичных отложений этих территорий с прилежащими к ним Западно-Сибирской низменностью и еще ранее изученными отложениями Урала.

На основе полученных таким образом новых данных, а также анализа богатого литературного материала как отечественного, так и зарубежного и обсуждения на межведомственных совещаниях главнейших спорных вопросов (в Ташкенте, Москве, Киеве, Ленинграде, БССР, Эстонии, Латвии, Литве) и в Отделе четвертичной геологии была разработана схема подразделений четвертичного периода и сделана попытка сопоставления ее (см. в схеме 1 крайнюю левую колонку) с существующими советскими и зарубежными схемами. Это было предметом специального доклада на Всесоюзном межведомственном совещании по изучению четвертичного периода 16—27 мая 1957 г. (см. тезисы пленарных заседаний) в несколько сокращенном виде, поэтому эту схему следует сейчас сопроводить небольшими пояснениями, учтя также и некоторые замечания, сделанные на этом совещании как по существу самой схемы, так и некоторых сопоставлений.

² Решение рабочей комиссии обсуждено и утверждено на пленарном заседании Стратиграфического совещания по Северо-Востоку СССР в Магадане 21 мая 1957.

Прежде всего надо заметить, что стратиграфическая колонка А. И. Москвитина прокорректирована самим автором, а в графе «Китай» колонка Пея добавлена по моей просьбе им самим из неопубликованной еще работы. Остальные данные взяты из литературных источников.

Бросается в глаза стратиграфическое несовпадение культур человека, которые на территории СССР по этой схеме оказываются древнее, чем в других странах. Особенно это заметно для мустье и ориньяка. Не касаясь сейчас подробно спорных вопросов геологической датировки палеолита, так как это рассмотрено нами в специальном докладе на упоминавшемся Межведомственном совещании, а также в совместном с Е. В. Шанцером докладе на V конгрессе ИНКВА в Мадриде (1957), сейчас необходимо отметить следующее.

Названия «ориньяк», «солютре», «мадлен» в настоящее время не могут рассматриваться как культуры планетарного значения. Тем не менее они оставлены в схеме, но им придано лишь стратиграфическое значение (подобно альпийскому «риссу» и «вюрму» и т. д. в некоторых геологических схемах), так как никаких новых определений и названий культур советскими археологами даже для СССР пока еще не дано.

Геологическая стратиграфия палеолита для территории СССР основана на конкретных, прекрасно всем известных и твердо геологически обоснованных памятниках и не может быть изменена без каких-либо веских доводов. Поэтому, например, утверждение А. А. Формозова о том, что Чулатово III (переотложенное мустье), вопреки мнению всех других археологов, представляет макролит, не может быть принято. Этот вывод А. А. Формозова основан лишь на внешнем сходстве орудий мустье и макролита и может свидетельствовать либо о порочности типологического метода, которым он пользовался, либо о недостатке опыта самого исследователя. То же самое следует сказать и о другом его утверждении относительно «Лакедемоновки», которая якобы относится к «бронзе», а не к палеолиту. Не будучи сам знаком с этими местонахождениями и не владея геологическим методом, А. А. Формозов допустил грубую ошибку, благодаря которой «бронзовый» век пришлось бы отнести к началу максимального оледенения, а макролит — к времени не моложе Валдайского оледенения, так как чулатовские находки залегают в основании второй надпойменной террасы Десны, а «Лакедемоновка» — на миндельрисской почве, вскрывающейся в береговых обнажениях Азовского моря. Это давно известный факт, который никем не оспаривался.

Еще менее «обосновано» утверждение другого археолога А. П. Любина: 1) о «неясности» геологических условий залегания мустьерской стоянки под Сталинградом; в действительности эту стоянку следует рассматривать как одну из замечательнейших находок последнего десятилетия по полноте и ясности геологического и археологического материала и 2) о «сомнительности» бесспорной для геологов морены в устье р. Кидора на Кавказе, с которой также связаны палеолитические находки (Тезисы и стенограммы, 1957).

Наконец утверждения о том, что некоторые геологи, например В. В. Резниченко и другие, относили ориньяк не к риссу, а к позднему вюрму, также неубедительны, потому что уже давно стало известно, что те лессовые стоянки, которые описывал Резниченко, относятся к гораздо более поздней поре верхнего палеолита до мезолита включительно, чем думали археологи. Следовательно, геологические определения возраста этих стоянок В. В. Резниченко и других геологов (Г. Ф. Мирчинк, Н. И. Крокос) оказались правильными. Не правильными оказались определения археологов. Определения геологов, таким образом,

ни в какой степени не говорят о «вюрмском» возрасте о р и н ь я к а, как это думает А. А. Величко (1957).

Итак, у нас нет пока оснований менять геологический возраст палеолита для СССР в целом.

Из этого, конечно, не следует, что геологический возраст отдельных памятников не мог быть определен неверно. Поэтому новые факты должны, конечно, внести необходимые коррективы, но эти данные должны быть точно установлены и полученные выводы надежно обоснованы. Так, например, недавнее очень важное открытие А. А. Формозовым мустьерского погребения в Крыму с *Homo sapiens* в Карангатской (рисс-вюрмской), по определению М. В. Муратова, террасе, конечно, нуждается в надежном обосновании, так как до сих пор нигде не было еще найдено мустьерских *Homo sapiens*. Для мустье всюду известны только неандертальцы, а в данном случае пришлось бы допустить одновременное существование в это время на территории СССР *Homo sapiens*, а в соседних странах неандертальцев.

В последнее время появились некоторые данные, допускающие правильность такого предположения.

Заметим при этом, что если бы соображения А. А. Формозова об отнесении Чулатово III к макролиту оказались правильными (см. выше), то пришлось бы мустье в Крыму считать одновременным макролиту на Десне, с чем не может, конечно, согласиться даже сам автор таких определений.

Поэтому вопрос о геологическом возрасте археологических памятников должен привлечь к себе внимание геологов и археологов. Для надежного сопоставления археологических памятников палеолита нужна прежде всего археологическая периодизация, которая для СССР практически отсутствует в настоящее время, так как применявшаяся до сих пор французская схема Мортилье, по мнению археологов, оказалась непригодной. Необходимо много сделать по выработке новой периодизации, которая успешно может быть выполнена только в самом тесном содружестве археологов, геологов и палеонтологов. Поэтому в отделе четвертичной геологии ГИНа в текущем семилетии поставлена тема — геология и фауна палеолита СССР. При современном уровне значений стало совершенно ясным, что одного формально-типологического, вещеведческого в сущности подхода к изучению палеолита недостаточно.

Другим важным вопросом в этой схеме является стратиграфическое положение апшерона и акчагыла. В предлагаемой схеме апшерон сопоставляется со скифскими красноцветными глинами и сыртами (с таманским фаунистическим комплексом), а акчагыл с хапровскими и ергенинскими песками (с хапровским фаунистическим комплексом). Однако, несмотря на очень большое количество работ, посвященных акчагылу и апшерону, вопрос об их континентальных эквивалентах не может еще считаться решенным, поэтому изучение морских моллюсков имеет лишь местное стратиграфическое значение и ограничивается сравнительно небольшой территорией Понто-Каспия и севера Европейской и Азиатской частей СССР. В решении же общих вопросов подразделения четвертичной системы морские моллюски пока не могут играть решающей роли. Поэтому одной из очередных задач четвертичной геологии является разработка методики и надежное сопоставление морских и континентальных отложений. Эта задача стоит в плане Отдела четвертичной геологии на ближайшее будущее.

Предлагаемая схема подразделений четвертичной системы и ее сопоставление с зарубежными схемами, несмотря на ряд дискуссионных положений в целом, все же может представлять интерес как рабочая схема, служащая целям геологического картирования и палеогеографическим построениям.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А. А. К вопросу о геологическом возрасте и стратиграфическом значении палеолита. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр., 1957, № 2.
- Вопрос о границе между третичной и четвертичной системами. Мат. по изуч. четвертичн. периода СССР, 1950, вып. 2.
- Габуния Л. К. Значение ископаемых остатков млекопитающих для параллелизации континентальных отложений неогена. В кн.: Тезисы докладов III научной сессии Сектора палеобиологии Академии наук Грузинской ССР. Тбилиси, 1956.
- Горецкий Г. И. О нижней границе четвертичного периода. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, № 4.
- Громов В. И. и Иванова И. К. О границе между третичным и четвертичным периодами. Докл. на XVIII Междунар. геол. конгр. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, 1950, № 15.
- В. М. Громов и Е. В. Шанцер. О геологическом возрасте палеолита СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1958, № 5.
- Тезисы и стенограммы Всесоюзного Междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода. М., 1957.
-

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

А. И. МОСКВИТИН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ЕДИНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ К ЧЕТВЕРТИЧНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

При исследованиях четвертичных отложений Европейской части СССР нам удалось установить последовательность геологических событий плейстоцена и разработать схему стратиграфии, приведенную в табл. 1¹.

Выделено три отдела плейстоцена и голоцен. В каждом отделе плейстоцена было по два крупных климатических колебания, отмечавшихся похолоданиями и оледенениями севера. Ледниковые века разделялись межледниковыми, сравнимыми по климату и растительности с голоценом — послеледниковой или современной эпохой.

Межледниковья, начинающие отделы плейстоцена, отличаются большей продолжительностью и более теплым климатом от межледниковий, разделяющих два ледниковых века каждого отдела.

Для пяти оледенений имеются соответственные ледниковые образования (морены, флювиогляциальные отложения и пр.); одно оледенение — «верхнеминдельское» — выделяется только по экстрагляциальным образованиям; его морены неизвестны или только предполагаются по разрезам скважин в Верхнем Поволжье². Это было небольшое оледенение, вероятно, не больше калининского, и, кроме того, над его донными и конечными моренами прошли все средне- и верхнеплейстоценовые ледниковые покровы, разрушившие их. В нашей схеме это оледенение оставалось без названия, позже ему присвоено название «березинского».

Во внеледниковых областях во время оледенений происходило лёсоотложение, развитие мерзлоты и в связи с этим массовое перемещение и отложение грунта, образование эоловых делювиальных и солифлюкционных покровов и заполнение долин осадками и наледями.

В межледниковьях устанавливалась физико-географическая обстановка и геологические процессы, сходные с современными: шло формирование речных пойм, развитие растительности (и закрепление ею склонов), образование почв и торфяников.

Межледниковья не были тождественными друг другу, одни были более теплыми и продолжительными, другие — прохладнее и, может быть, короче. Это видно как по пыльцевым диаграммам, так и по типам почв всех пяти межледниковий, указанных в табл. 1.

¹ Статья была написана в качестве сжатого изложения большой работы еще в конце 1952 г. Доложена на научной конференции Томского университета в марте 1953 г. Печатается без изменений.

² Позже они нашлись в разрезах скважин г. Борисова на р. Березине, откуда предложено название оледенения — «березинское».

Таблица 1

**Схема стратиграфического деления (и индексировки отложений)
четвертичного периода Европейской части СССР**

Отделы, эпохи	Геоло- гиче- ский индекс	Я р у с ы (века)		Г о р и з о н т ы** (зоны, фазы)
		ледниковые	межледни- ковые	
Совре- менный (голоцен)	Q_{IV}		После- ледниковый	Субатлантический Суббореальный Атлантический Бореальный Субарктический
Неоплейстоцен (вюрмская эпоха)	Q_{III}^{Ost}	Осташков- ский		Позднеледниковое вре- { финская мя, фазы { поморская Ледниковое { валдайская время, фазы { мазурский инстерстадиал осташковская
	Q_{III}^{Mol}		Молого- шекснинский	Несколько { В среднем оптимуме фаза оль- фаз тепла { хи и смешанного дубового и холода { леса, с пылью орешника не свыше 50%. <i>Brasenia</i> —очень редко на ЮЗ, где граба до 50— 60%
	Q_{III}^K	Калинин- ский		Вышневолоцкая стадия Интерстадиал Калининская фаза Верхневолжский интерстадиал (m. n) Первая фаза (I)
	Q_{III}^{Mik}		Микулин- ский (риссвюрм)*	Конец, { 7 — полярной флоры с <i>Betulanana</i> фазы { 6 — ели (i, k) 5 — сосны (h) Середина, фаза 4—смешанного дубового (g) леса (у Бежека свыше 60%, на ЮЗ — боль- ше) с орешником свыше 100% — до (e, f) 200 — 400%, <i>Brasenia</i> обычна Сначала распространялся дуб, затем оль- ха и орешник. Начало, { 3 — сосны, березы смешанного фазы { леса (d) 2 — сосны с березой 1 — ели (c)
Мезоплейстоцен (рисская эпоха)	Q_{II}^M	Московский		Икшинская стадия Максимальная или бронницкая фаза
	Q_{II}^{Od}		Одинцов- ский	Фазы в { Конец — Лесотундровая Подмос- { Середина — Тажная ковье: { Начало — Лесотундровая
	Q_{II}^D	Днепров- ский или днепровско- донской		Главная или максимальная фаза Прилуцкий интерстадиал (сходный с верхневолжским) Первая фаза
	Q_{II}^L		Лихвинский (миндель- рисс)*	

Таблица 1 (продолжение)

Отделы, эпохи	Геологический индекс	Ярусы (века)		Горизонты** (зоны, фазы)
		ледниковые	межледниковые	
Эоплейстоцен (миндельская эпоха)	Q_I^B	Березинский		Оледенение в черте озерной области
	Q_I^2		I межледниковый	Сходен с одинцовским
	Q_I^{Ok}	Окский		Великое оледенение, немного уступавшее по размерам днепровскому
	Q_I^I		Доледниковый	

* Прежние названия; ** — Буквы в скобках (с, ..., т, п) — зоны по Иессену и Мильтерсу

Как показано нами (1952₂) на ряде примеров, предлагаемая стратиграфическая схема вполне удовлетворительно может быть применена во многих «ледниковых» областях Европейской части СССР³. Наши последние работы в экстрагляциальной области Среднего Поволжья показывают полную применимость ее и для этой области.

Итак, в основу стратиграфии отложений четвертичного периода положены резкие и повсюду синхронные изменения климата (оледенения и межледниковья), вызывавшие миграции фауны и флоры и четкие следы в осадках. Наряду с тем происходило и общее изменение животного мира. В первой половине периода вымерли южный, востов, древний и трогонтериевый слоны, мерков носорог, элясмотерий, длиннорогие быки и некоторые другие. Во второй половине получили господство короткорогие быки, шерстистый носорог и разновидности настоящего мамонта, еще не очень хорошо изученные.

Для настоящей статьи важно и достаточно заметить обитание характерного для «хозарского» комплекса фауны *Elephas trogontherii* Pohl. в селихинском веке, в начале среднего отдела плейстоцена. Полные скелеты его найдены были в гиттиях близ с. Троицкого под Москвой, в Ярославле и Черном яру на Волге, под Дзержинском (у М. Доскино) на Оке и некоторых других местах.

Не менее важно иметь в виду схему образования аллювиальных свит путем деятельности рек, меандрирующих по дну долин. Известно, что реки отлагают сразу свиты мощностью (в зависимости от режима реки) до 20—30 м, различного состава: внизу грубозернистые с слоем перлювия или — в геологическом просторечье — «базальника» (гравия или валунов), кверху состоящие из все более мелкозернистых песков и накопец супесей и суглинков «пойменной фации» (нижележащие фации называются береговой и русловой)⁴. Чрезмерное увеличение мощности какой-либо из фаций аллювия, наряду с общим увеличением его мощности, указывает либо на изменение режима стока реки (уменьшение проносящей силы), либо на наличие местных, например карстовых, опусканий или общих тектонических движений и явлений эвстатического порядка, вызывающих подпруживание.

Может иметь место сразу и то и другое. Сочетание подпруживания с уменьшением проносящей силы рек усиливает эффект заноса долин

³ Точнее во всех областях, где имеется более или менее полная серия четвертичных отложений.

⁴ Объяснение приводится для геологов других специальностей — не четвертичников.

(аградацию) и вызывает выход аллювия на междуречья. Отложенный в этих случаях аллювий будет преимущественно мелкоземистым — пойменным (мелкие рукава и протоки, широкие разливы).

Уменьшение проносящей силы рек у нас наблюдается главным образом в связи с развитием ледниковых явлений, с появлением мерзлоты. Вечная мерзлота вызывает иссыкание грунтового питания рек, заполнение долин наносами, с которыми не успевают справляться реки с уменьшившимся дебитом, и, кроме того, еще дополнительные эффекты, ведущие к выходу рек из своих долин на водоразделы: происходит заполнение долин наледями, перекрывающимися наносами.

Обновив все это в памяти, перейдем к рассмотрению четвертичных отложений Западной Сибири и попробуем отыскать в них воздействие тех или иных общих причин и признаки, указывающие на их возраст.

Мы не будем касаться ледниковых отложений приледниковых областей севера Сибири, изученных сравнительно слабо, и перейдем к Верхнему Приобью, лежавшему в далекой экстрагляциальной области как по отношению к северным оледенениям, так и относительно близких горных оледенений Алтая, служивших для Верхнего Приобья непосредственной областью питания осадками.

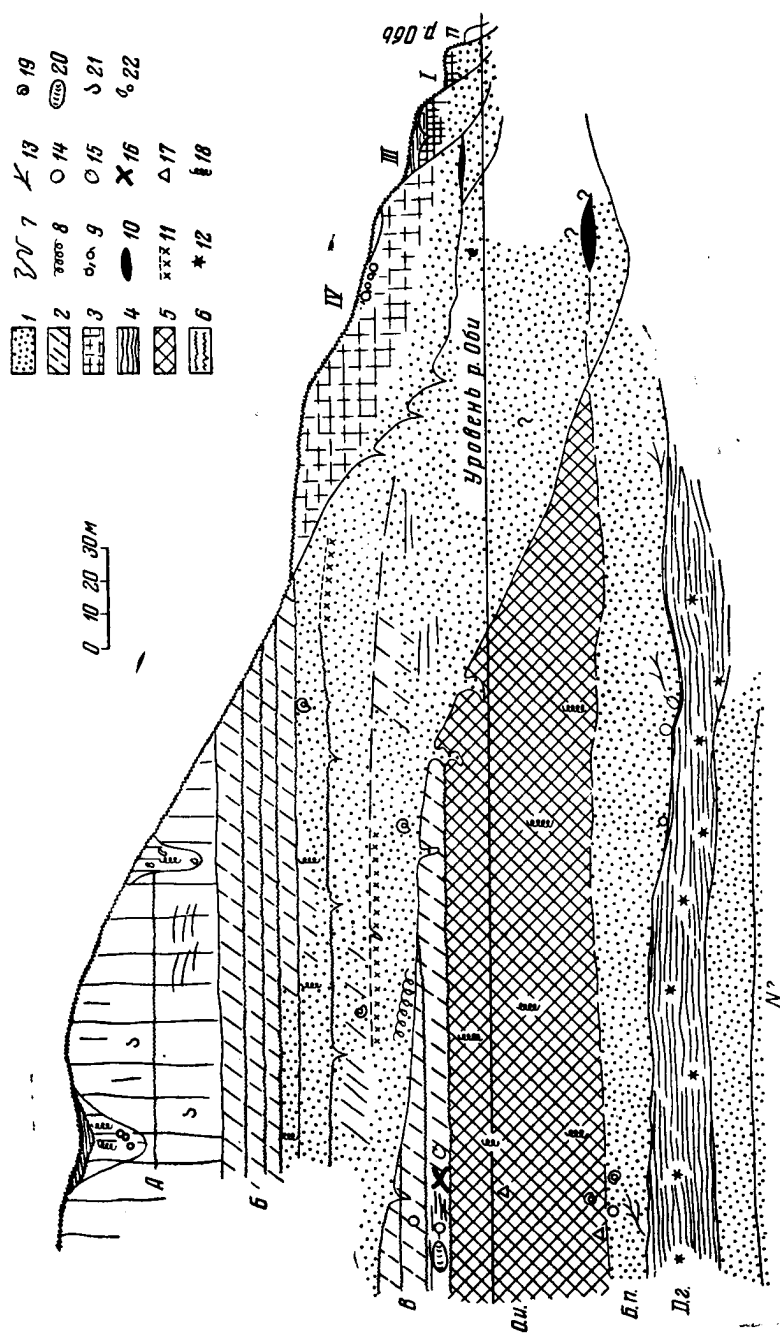
Четвертичные отложения Верхнего Приобья, изученные главным образом по левому — степному берегу (Степное Приобье), состоят из пяти свит, наложенных друг на друга, и нескольких прислоненных к ним террасовых свит. Наложённые друг на друга толщи четвертичных осадков в значительной части погружены под уровень рек, и древние из них известны только по данным бурения. Верхние две трети или половина разреза четвертичных отложений поднимаются над урезом рек и образуют «толщу степного плато» П. А. Православлева.

Две нижние свиты относятся к древнечетвертичному отделу (эоплейстоцену). Они в большинстве случаев погружены глубоко под урез реки и сложены, как, например, под Барнаулом, из двух пар пачек слоев, внизу песчаных, вверху глинистых (фиг. 1). Возраст нижней пары неясен. Это зеленоватые пески и покрывающие их «дутиковые глины» — синевато-серые со стяжениями извести, местами обильными. В. А. Николаев (специально верхним Приобьем не занимавшийся) склонен считать их (собственно дутиковые глины) нижнеплиоценовыми, своей черлакской свитой. Однако общие литологические аналогии и стратиграфическая их последовательность не исключают отнесение дутиковых глин и подстилающих их песков к четвертичному периоду. Пески, вероятно, следует рассматривать как русловые, глины как озерные и пойменные осадки.

Возраст второй пары песков и глин определяется, несомненно, как четвертичный. В песках этой свиты, названных мною «барнаульским⁵ горизонтом», найдена древесина осокори (*Populus nigra* L., определения М. М. Кореневой) и пыльца растений (табл. 2).

В общем пыльцы довольно много (172 зерна пыльцы и спор). Преобладает пыльца трав (88) и среди нее лебедовые (41, несколько видов), но много и разнотравия с лютиковыми, бобовыми и пр. Древесной пыльцы содержится почти в два раза меньше, чем травной (47). На первом месте по количеству зерен стоит сосна (20), в несколько меньшем количестве присутствует пыльца ели (17), еще меньше березы (7) и пихты (2). Из кустарниковых присутствует только ива (2). Пыльцы теплолюбивых деревьев не найдено. Общий облик комплекса — четвертичный. Аналитики О. В. Матвеева и Е. Д. Заклинская объясняют присутствие значительного количества пыльцы ели и пихты заносом ее с Алтая или более холодными

⁵ Термин заимствован у М. П. Нагорского, но понимается мною много уже, чем барнаульская толща этого автора.



Фиг. 1. Схема строения четвертичных отложений верхнего Приобья:

Тг, N ? — пески третичные; Д. г. — толща синеватых глин со стяжениями извести; Б. п. — пески барнаульского горизонта; О. и. — толща «окаменелых илов»; В — суглинки с погребенными почвами; Б — среднечетвертичная толща песков и супесей; А — свита уплотненных лёссовидных суглинков.

1 — пески; 2 — суглинки; 3 — лёссовидные суглинки; супеси; 4 — глины и суглинки; 5 — окаменелые илы; 6 — черноземовидные и луговые почвы; 7 — «ледяные» клинья; 8 — мерзлотные стяжения; 9 — валуны, щебень; 10 — мохляков торфяники; 11 — подзолистые почвы; 12 — известковые стяжения; 13 — древесина и растительные остатки; 14 — пыльца теплолюбивых растений; 15 — листья и семена растений; 16 — остатки *Eberhas trogontheii*; 17 — пыльца ксерофитов; 18 — наземные моллюски; 19 — водные гастроподы; 20 — водные пещинники *Ancodonta*; 21 — гипс, карбонаты, и полярной флоры; 22 — макропоры.

хлориды (?); 22 — макропоры.

I, II, III, IV — надпойменные террасы.

климатическими условиями, чем современные. Исходя из общих соображений о времени врезания рек, а также из того, что будет сказано ниже, мы предполагаем, что пески отлагались в условиях начала ледникового века (первого или второго оледенений в зависимости от определения возраста нижележащего комплекса песков и «дутиковых» глин).

Таблица 2

Пыльца из песков барнаульского горизонта

Древесные	Число пыльце- вых зерен	Недревесные (травные)	Число пыльце- вых зерен
<i>Abies</i> (пихта)	2	<i>Chenopodiaceae</i> (марь)	41
<i>Picea</i> (ель)	16	<i>Artemisia</i> (полынь)	3
<i>Pinus</i> (сосна)	20	<i>Graminae</i> (злаки)	2
<i>Betula</i> (береза)	7	<i>Ranunculaceae</i> (лютик)	6
<i>Salix</i> (ива)	2	<i>Compositae</i> (сложноцвет)	4
Итого	47	<i>Leguminosae</i>	6
Споры		<i>Polygonaceae</i>	6
<i>Sphagnales</i> (мхи)	2	<i>Valerianaceae</i>	2
<i>Polypodiaceae</i> (папоротники)	3	<i>Umbelliferae</i>	2
<i>Lycopodiaceae</i> (плауны)	4	<i>Cruciferae</i>	2
<i>Bryales</i> (зеленые мхи водные)	28	<i>Rosaceae</i>	2
		<i>Cyperaceae</i>	3
		<i>Alysmataceae</i>	1
		Прочих двудольных	8
		Итого	88

Весьма вероятно соответствие этих песков линзам и прослоям песка, включенного в нижнюю часть синевато-серых глин, обнажающихся в с. Аллак и с. Спирино, откуда, по сборам В. П. Казаринова, П. А. Никитин выделил и определил многочисленные семена (и споры) растений⁶. Не считая водных (харовые), в его списках представлены *Larix* (лиственница), *Picea obovata* (ель обыкновенная), *Potamogeton* sp. *P. filiformis*, *P. natans*, *P. pectinatus*, *P. pusillus*, — рдесты (5 видов), *Alisma plantago*, *A. stenophylla* — частуха (2 вида), *Butomus umbellatus* (сусак), *Carex* (осоки — 3 вида), *Heliocharis palustris* (камыш), *Scirpus maritimus* (тростник), *Polygonum sagittatum*, *P. avicularae* (гречишки), *Rumex* (щавель) — несколько видов, *Ranunculus* (лютик), *Chenopodium rubrum* (марь), *Papaver* sp. (мак), *Graminae* (злаки), *Lichnis* (куколь), *Azolla interglacialica* (папоротник), *Selaginella selaginoides* (плаун северных широт) и некоторые другие.

В Барнауле и прилегающей местности непосредственно на песках барнаульского горизонта, тесно с ними связываясь, как пойменная фация с русловой, лежит толща синевато-серых плотных суглинков или глин. Она показывается частично уже над урезом р. Оби и была выделена П. А. Православлевым (1933) под названием нижнечетвертичных синих глин свиты «С». Большая плотность при характерном зеленоватом или голубоватом цвете и пылевато-иловатом составе породы дает нам повод называть ее «окаменелым илом». Однако окаменелость породы незначи-

⁶ Дан общий список, в котором среди пыльцы умеренного климата Сибири присутствуют и представители холодного пояса (*Selaginella selaginoides*).

тельна, и состав больше пылеватый, чем иловатый, и при большой (до 50 м) мощности толща «окаменелых илов» включает, по-видимому, различные по происхождению слои. Присутствие остатков наземных моллюсков и в верху свиты погребенных почв указывает на то, что главная масса илов отложена по «займищам» и даже, может быть, субаэральным путем. И только позже под влиянием замачивания и уплотнения под тяжестью отложившихся выше многометровых толщ осадков илы уплотнились и приобрели свой характерный цвет.

П. А. Православлев всю свиту «С» — синих глин — охарактеризовал определениями П. А. Никитина многочисленных растительных остатков умеренного климата, выделенных им из образцов, доставленных из местности, лежащей между с. Калманкой и с. Калистратихой. Однако при исследовании этой местности нами отмечены неточности в описаниях П. А. Православлева, и перечисленные им растительные остатки и озерно-болотная фауна происходят, как нам думается, не из «окаменелых илов», а из внешне отчасти сходных с ними озерных осадков, лежащих выше на их размытой поверхности⁷. В самих же «илах» здесь, как и в других местах, нами найдены только раковинки наземных «лессовых» моллюсков *Vallonia pulchella* Müll. (преобладают) и *Succinea oblonga* Dgar., а также пыльца трав и споры зеленых мхов. В обнажении у с. Калистратихи выходит только самый верх свиты «окаменелых илов». В других местах (с. Белово, с. Вяткино) обнажены и более глубокие горизонты, содержащие также только наземных моллюсков *Vallonia pulchella* Müll., *V. costata* Müll., *Fruticicola* sp., *Helix* sp. и пыльцу степных трав — лебедовых, злаков, полыней и даже *Plumbaginaceae*, реже — пыльцу ветроопыляемых деревьев (сосны, березы). Обычно громадное преобладание имеет пыльца лебедовых и полыней. Только изредка и, по-видимому, исключительно в нижних горизонтах свиты встречаются разности илов, отложенные в озерах. Таковы переходные слои из с. Аллак, содержащие перечислявшиеся выше остатки растений, определенные П. А. Никитиным. Однако обычно даже в присутствии мелких створок остракод фауны пресноводных моллюсков не обнаруживается или она очень бедна.

Таким образом, свита «окаменелых илов» представляет осадки, внизу — пойменные и отчасти озерные, а выше и в главной массе — субаэральные, возможно, даже эоловые, отлагавшиеся в условиях резко континентального климата. Большую часть толщи следует отнести к оледенению. Об этом говорит литология, именно присутствие измененных впоследствии лёссовидных суглинков, возможно, лёсса, состав фауны — «лессовые» угнетенные формы обычных «ледниковых» моллюсков (*Pupilla*, *Vallonia*, *Helix*, *Succinea*, см. табл. 4) и безлесность местности — громадное преобладание пыльцы трав (табл. 3).

Вопрос о том, было ли это первое или второе оледенение древнего отдела плейстоцена, как уже упоминалось, можно разрешить только путем детального изучения литологии и установлением возраста нижележащей свиты дутиковых глин.

Кроме того, имеется немного спор папоротников, плаунов и зеленых водных мхов (последних в озерных разностях обилие), которые не определяют типа пылевого спектра (табл. 4).

Вышележащие осадки основной толщи «степного плато» общей мощностью до 100 м мы относим к среднему плейстоцену — к «среднечетвертичной» или «рисской» эпохе старых схем. Они сложены песками, супесями и лёссовидными суглинками; делятся на три толщи, считая сверху вниз: А, Б и В (см. фиг. 1): А — толща лежащих на самом верху лёссовидных суглинков или уплотненного лёсса, Б — толща песков и супесей

⁷ По-видимому, из этих же озерных илов происходят кости и зубы *Elephas trogontherii*, доставленные в Барнаульский музей.

(а также суглинков), *В* — толща суглинков с погребенными почвами. Описание их продолжим, начиная с наиболее древней свиты «В».

Толща *В* — суглинки с погребенными почвами. Свита «В» вскрывается довольно редко (с. Белово, с. Калистратиха, г. Бар-

Таблица 3

Пыльца из разных обнажений и горизонтов „окаменелых илов“ *

Древесная	Количество пыльцы	Травная	Количество пыльцы
<i>Pinus</i>	15	<i>Chenopodiaceae</i> — лебедовые (среди них возможны солянки и саксаулы) . . .	229
<i>Pices</i>	7	<i>Artemisia</i> (полыни)	29
<i>Betula</i>	11	<i>Compositae</i> (сложноцветные)	18
<i>Alnus</i>	1	<i>Plumbaginaceae</i> (свинчатка — пустынное растение)	4
Древние хвойные . . .	3	<i>Dipsosaceae</i> (из разнотравных)	1
Итого	37	<i>Graminae</i> (злаки)	2
		<i>Rosaceae</i>	1
		<i>Valerianaceae</i>	3
		<i>Cruciferae</i> (крестоцветные)	2
		Неопределенные трехлопастные пыльце- вые зерна	много (насчита- но более 225)
		Всего	более 500 зерен

* Определения произведены главным образом Р. Е. Гитерман.

наул, с. Гоньба). Она представлена толщей мощностью до 18 м желтовато- и зеленовато-серых, то уплотненных, то довольно рыхлых суглинков,

Таблица 4

Фауна моллюсков из толщи „окаменелых илов“
(в порядке преобладания)

В обычных разностях илов		В болотных (очень редких) разностях илов	
<i>Pupilla muscorum</i> Müll.	Господствует	<i>Planorbis planorbis</i> L.	Мелкие угнетен- ные фор- мы
<i>Vallonia pulchella</i> Müll.	Часто	<i>Pisidium</i> sp.	
<i>Succinea oblonga</i> Drap.	Обычны сухие мелкие формы	<i>Giraulus acronicus</i>	
<i>Fruticicola</i> sp.	Часто	<i>Giraulus gredleri</i> Gr.	
<i>Helix</i> sp.	Часто	<i>Stagnicola palustris</i> v. <i>fusca</i> C. Pfeiff.	
		<i>Radix pereger</i> (?)	

обнаруживающих горизонтальную слоистость. Местами, чаще внизу толщи, наблюдается присутствие погребенных почв черноземовидных или лугово-черноземных, местами, как у с. Гоньбы, весьма интенсивно развитых. У с. Калистратихи, как уже упоминалось, внизу толщи залегают озерные слои с остатками растений и животных. Видимо, как раз из этой

толщи у Калистратихи заведующий Барнаульским краеведческим музеем Н. А. Камбалов откопал ⁸ бивень, позвонок и нижнюю челюсть с зубами, определенными как *Elephas trogontherii* Pohl. В Барнаульском музее имеется и еще один зуб того же слона, доставленный тоже из с. Калистратихи в 1947 г. И. В. Воробьевым. Как уже упоминалось, в образцах, доставленных П. А. Православлевым из местности между с. Калманкой и с. Калистратихой и происходящих, по нашему мнению, из тех же озерных илов, П. А. Никитиным были обнаружены семена, пыльца, листья, сплюснутые веточки, корешки и древесина, принадлежащие «формам преимущественно умеренного климата, большинство растений сырых луговых, болотистых и приречных мест, частью степные травы» (Православлев, 1933, стр. 23). Из длинного списка определений П. А. Никитина упомянем роголистник — *Ceratophyllum demersum* ⁹, обычный для наших европейских межледниковых торфяников, наяды, рдесты, а также *Polygonum* и *Butomus* (гречишник и сусак) (табл. 5).

Таблица 5

Список фауны и флоры из низа толщи В — суглинков с погребенными почвами и линзами озерных отложений

Моллюски *	Млекопитающие
<i>ANODONTA</i> sp.	<i>Elephas trogontherii</i> Pohl.
<i>LIMNAEA</i> sp. (крупные)	<i>Arvicola amphibius</i> Pall.
<i>CORETUS</i> sp. (<i>corneus</i> L.?)	Флора болотная (определения П. А. Никитина)
<i>Bithynia</i> sp.	<i>Polygonum</i> — водяная гречишка
<i>Valvata piscinalis</i> Müll.	<i>Butomus</i> — сусак
<i>Planorbis planorbis</i> L.**	<i>Potamogeton</i> (3 вида) — рдесты
<i>Planorbis submarginatus</i> Crist.*	<i>Najas</i> — наяды
<i>Paraspira leucostoma</i> Mill.	<i>Ceratophyllum</i> — роголистник
<i>Stagnicola palustris</i> v. <i>fusca</i>	<i>Typha</i> (2 вида) — рогозы
<i>Gyraulus laevis</i> Ald.	<i>Carex caespitosa</i> , <i>riparia</i> , <i>C. gracilis</i> — осоки
<i>SUCCINEA PFEIFFERI</i> Rossm.	<i>Scheuchzeria</i> — шейхцерия.
Из списка П. А. Православлева	Флора древесная:
<i>Planorbis contortus</i>	<i>Pinus</i> — сосна
<i>Sphaerium corneum</i> L.	<i>Pinus cembra</i> — кедр
<i>Physa fontinalis</i> L.	<i>Betula</i> — береза

* Сборы и определения автора.

** *Planorbis submarginatus* у Геера, а вслед за ним у Жадина описаны несходно с рисунком. Я называю *Planorbis submarginatus* Crist. et Jan. форму, у которой киль смещен к одному боку и виден только снизу, раковина вздутая. *Planorbis planorbis* L. имеет киль в середине, раковину уплощенную.

Подчеркнуты моллюски, обычные для современных и межледниковых, сравнительно теплых климатических условий.

«Умеренный теплый характер» фауны и флоры, а также интенсивные проявления почвообразования, прерывавшегося только местными условиями усиления накопления осадков или ослабления дренажа в связи с местными же тектоническими подвижками, говорят за межледниковые условия осаждения свиты «В» — суглинков с погребенными почвами.

⁸ В 1950 г., сообщение Е. Н. Шукиной.

⁹ Кстати заметить, что роголистник неверно переведен П. А. Православлевым на русский язык как «крапива». Ошибка была повторена позже М. П. Нагорским (1941, стр. 22).

Присутствие остатков *Elephas trogontherii* Pohl. определяет это межледниковье как век начала среднего плейстоцена — лихвинский век, или — более обобщенно — как миндель-рисс в уже устаревшей альпийской терминологии.

Вышележащую свиту «Б», очевидно, следует сопоставлять с веком максимального оледенения, справедливость чего будет показана далее.

Следует отметить совпадение этих более или менее обоснованных выводов с общими соображениями и догадками П. А. Православлева (1933, стр. 50), который предполагал, что слои, лежащие глубже уровня Оби, относятся ко времени, непосредственно предшествовавшему развитию соединенных (уральского и таймырского) оледенений севера Сибири, а последние — отвечающими «рисскому и вюрмскому циклам».

М. П. Нагорский (1941, стр. 53), обратив особое внимание на развитие явно водной обстановки отложения суглинков с погребенными почвами и, может быть, приняв во внимание приведенные соображения П. А. Православлева, пришел к неверной мысли о совпадении именно этого момента (водного отложения суглинков с погребенными почвами) с «подпрудиванием древних сибирских рек льдами, продвигавшимися с Урала и Таймыра».

Следует заметить, что М. П. Нагорский (1941, стр. 22) не отделил свиту суглинков с погребенными почвами от нижележащих «илов» выделенной им нижней свиты, соответствующей свите «С» П. А. Православлева. Поэтому свой вывод о ледниковой подпруде, вызвавшей отложение суглинков «верхнего горизонта¹⁰ нижней свиты», М. П. Нагорский распространил на всю толщу «синих глин» П. А. Православлева, сопоставив ее с моментом максимального распространения льдов на севере Сибири.

Не собираясь отрицать связь главной массы «окаменелых илов» с оледенением, мы должны все же указать на существенные неточности в построениях М. П. Нагорского. Не выделив межледниковых слоев, он считал выявленные им по флоре относительно теплые межледниковые условия осадения суглинков (с погребенными почвами) характерными для данной местности, «несмотря на развитие ледниковых условий на далеком севере и юге» (1941, стр. 53). Действительно здесь имеющиеся и описываемые ниже следы ледникового климата и подпора вод степного Приобья, нашедшие отражение в вышележащей песчаной толще Б, М. П. Нагорским остались незамеченными, почему всю свою «среднюю свиту» песков и супесей он отнес к межледниковой эпохе, следовавшей за максимальным оледенением.

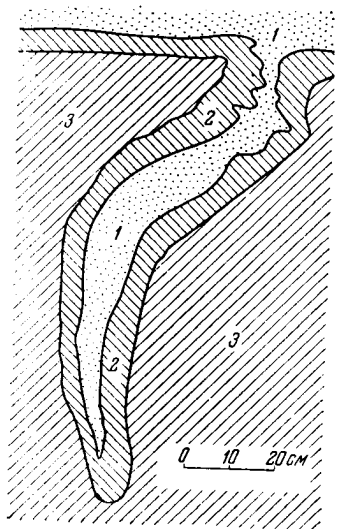
Толща Б — песков и супесей. На размытой поверхности «окаменелых илов» или же на перекрывающей ее толще В — суглинков с погребенными почвами залегает мощная (30—60 м) толща речных, озерных и (выше) пойменных отложений толщи Б. Эта свита построена в общем аналогично нижнечетвертичным сериям: низ ее сложен песками, верхняя часть состоит преимущественно из супесей и суглинков. Это — свита «В» П. А. Православлева (1933, стр. 23). В схеме М. П. Нагорского (1941) ей соответствует в основном II «турмалинставролитовая» и III или средняя «титанитовая» свита¹¹.

Хотя мы и не уловили общей закономерности в распределении песков, супесей и суглинков больше, чем отмечено выше, все же можем говорить о преобладании песчаных накоплений на юге района, у с. Вяткино, и супесей с суглинками на севере, западнее Барнаула. Супеси и суглинки

¹⁰ Этот верхний горизонт нижней свиты М. П. Нагорский (1941, стр. 22) охарактеризовал как толщу «бурых иловатых глин, иловатых суглинков с горизонтами погребенных почв и пр.», мощностью 15—20 м.

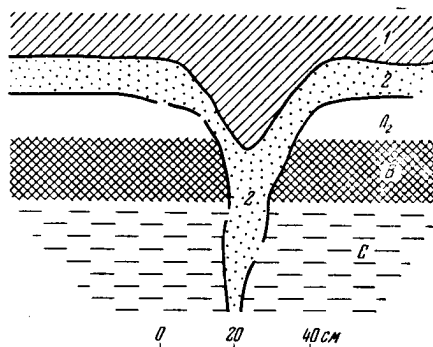
¹¹ Имеющиеся в работе М. П. Нагорского неясности и противоречия мешают пользоваться его схемой и порождают скептическое отношение к его выводам.

содержат несколько горизонтов погребенных почв. В районе Барнаула подмечено, что горизонты суглинков и супесей с плато заметно опускаются к долине р. Барнаулки, сменяясь в ней песками. При этом изменяется и тип погребенных в них почв: из черноземовидных на плато они переходят, снижаясь, в подлесные или лугово-подзолистые. Оригинальные подзолистые, вернее дерново-подзолистые почвы со следами кроговин наблюдались в середине песчаных слоев этой толщи, в громадных обрывах левого берега Оби, между с. Телеутское и с. Елунино.



Фиг. 2. Один из деформированных солифлюкцией «ледяных» клиньев в толще Б у нефтебазы г. Барнаула (зарисовка по фотографии).

1 — песок; 2 — иловатый песок; 3 — ил с раковинками *Succinea oblonga* Dr. и *Vallonia pulchella* Müll.



Фиг. 3. Схематическое изображение сечения плоскостью обнажения (между с. Телеутское и с. Елунино) псевдоморфозы ледяного клина в толще Б. Клин внедрен в подзолистую полуболотную почву (A₂, B и C — генетические горизонты погребенной почвы) и выполнен песком слоя 2 и отчасти суглинком слоя 1.

В большинстве эти почвы связаны с ясными следами мерзлоты, проявляющимися в виде многочисленных псевдоморфоз ледяных клиньев, а также в виде скрученных мерзлотными движениями слоев иловатых песков (фиг. 2, 3 и 4). Наиболее яркие следы мерзлоты наблюдаются непосредственно в подошве песков свиты «Б», которые часто проникают вниз, в полости ледяных клиньев (фиг. 5).

О ледниковых условиях накопления песчаной свиты говорит также видовой состав и общий облик фауны, собранной и определенной нами из различных мест и горизонтов этой песчаной толщи (табл. 6).

Последние три легочных моллюска вместе с очень мелкими, обычно называемыми «сухими», формами *Succinea oblonga* Dr. характерны для самых верхов песчаной серии, на переходе в супеси и суглинки. Встречающиеся здесь признаки погребенных почв и косточки грызунов указывают на прекращение деятельности более или менее постоянных вод и на переход к пойменным условиям или даже к пролювиальной фации.

Названные в табл. 6 первыми варьететы *Stagnicola palustris* var. *fusca* (или сходного с нею моллюска) я называю «сибирскими варьететами», широко распространенной жительницы мелких стоячих и проточных вод *Stagnicola palustris* var. *diluviana* André¹². Оба сибирских варьетета (*diluviana* — *costata* и *diluviana reticulata*) представлены очень

¹² По Жадину — *Galba palustris* (1952).

мелкими «угнетенными» формами. Почти так же часто встречаются виды и варьеты рода *Gyraulus*, также сибирские: *G. sibiricus*, *G. albus* var. *acronicus* Geyer и *G. gredleri* v. *laciniosus* Gredl., по распространению и условиям обитания сходные с *Stagnicola palustris* var. *fusca* или *diluviana*. Эти моллюски представлены также большей частью мелкими угнетенными и недоразвитыми формами, что указывает на неблагоприятные условия существования, очевидно, в связи с холодом, промерзанием и высыханием водоемов и водотоков.



Фиг. 4. Следы мерзлотных смятий в толще Б. Сложноперемятый илистый песок в обнажении справа от устья р. Барнаулки. Зарисовка по фотографии.

В настоящее время мы можем отметить идентичность данной фауны моллюсков свиты «Б» с изученной нами фауной верхнего яруса аллювия IV надпойменной террасы Волги, примыкающей к задрмам максимального оледенения.

Супесчано-суглинистая верхняя часть среднечетвертичной свиты «Б» представлена многометровой (до 25—30 м) толщей палевых, «оскольчато» откалывающихся уплотненных суглинков (внизу — супесей), чередующихся с многочисленными горизонтами погребенных почв.

Почвы своеобразны, имеют обычно вид лугово-черноземных с обильными следами землероев (кротовинами). У с. Гоньбы, не считая слабо развитых, имеется пять горизонтов, сильно гумусированных и дифференцированных на генетические горизонты черноземовидных почв. У с. Хорьково, где обнажена только нижняя часть этой толщи, отчетливо видны три интенсивно выраженные почвы с сетчатым проникновением гумуса вниз по трещинам и кротовинам.

Нам кажется весьма многозначительным и интересным бросающийся в глаза факт совершенно горизонтального видимого залегания погребенных почв этой толщи. Горизонтальное залегание их прослеживается на десятки километров приобских степей. Погребенные почвы, как это отчетливо наблюдается в оврагах и береговых обнажениях у с. Белова, с. Хорьково или у с. Казенной Займки (см. фиг. 1), последовательно

срезаются пологим эрозионным склоном, обращенным в сторону древних верхнеплейстоценовых террасовых выполнений.

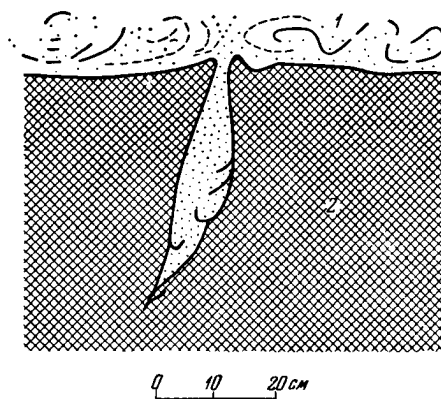
Условия образования верхней части толщи *Б* — песков и супесей, вероятно, следует рассматривать как повторение условий, имевшихся при формировании свиты «В» — суглинков с погребенными почвами — нижнего горизонта среднечетвертичных отложений. Вероятно, это главным образом осадки разливов, может быть, временных озер, периодически покрывавших местность в межледниковых условиях. В сущности нам следовало бы выделить эту верхнюю часть свиты (или толщи) «Б» — песков и супесей — под отдельным названием «суглинков с погребенными почвами» верхнего горизонта *Б*₂; мы оставляем ее в прежнем подразделении только из нежелания усложнять привычную стратиграфическую схему.

Литология толщи детально не изучалась, почему мы не можем полностью отрицать участия иных геологических процессов в образовании суглинков верха свиты песков и супесей (подгоризонта *Б*₂). Не исключаются, в частности, эоловые процессы, хотя они и кажутся нам мало вероятными. Следов мерзлоты в этих отложениях не наблюдалось, но обилие трещин, пронизывающих погребенные почвы и выполнявшихся вышележащими суглинками, говорит о значительной континентальности климата.

В противоположность мнению П. А. Православлева и М. П. Нагорского, приписывавших эоловое происхождение пескам нижней части свиты «Б», мы считаем их отложениями русловой фации реки (Оби) с замедленным течением. Процессы перевевания (по отмелям) этих речных песков отмечались только изредка и на небольших расстояниях. Мощность песчаной части толщи *Б* достигает 40—60 м, а полная мощность всей свиты «Б» может достигать, по-видимому, 70—80 м.

Объяснение отложения песков и супесей толщи *Б* (ее большей нижней части) р. Обью и ее протоками делает совершенно ненужным предположение М. П. Нагорского о приносе их ветром из Восточного Казахстана (1941, стр. 24). Очевидно, что обилие минералов «сланцевой формации» (турмалин, андалузит и ставролит), приведшее М. П. Нагорского к такому заключению, указывает только на усиление в это время процессов физического выветривания и ледниковой деятельности в верховьях Оби, т. е. на Алтае, где сланцы имеют широкое распространение. Явные и обильные следы мерзлоты среди песчаной толщи *Б* вместе с угнетенной фауной и этими минералами — свидетелями интенсивного разрушения гор — говорят за соответствие времени отложения песков оледенению.

Это оледенение следовало за веком произрастания межледниковой флоры образования почв и существования *Elephas trogontherii* Pohl., почему его можно определить веком днепровского или максимального оледенения. Само появление песчаных отложений на прежней, нужно думать, приводораздельной степи, в стороне от бывших долин, вызвано,



Фиг. 5. Схематическая зарисовка одного из выполненных песком толщи *Б* и искаженных солифлюкцией ледяных клиньев, внедренных в поверхность «окаменелых илов». Барнаул, нефтебаза.

1 — иловатый песок, сложно перемятый солифлюкционными процессами и проникающий в полузакрывающую полость ледяного клина; 2 — «окаменелые илы».

вероятнее всего, оледенением с его первичными и вторичными следствиями.

Первичным или непосредственным следствием развития ледниковых покровов на севере было подпруживание р. Оби, вызвавшее заполнение долины наносами выше по течению (выше плотинных озер). «Вторичными» нами названы (в данном случае не совсем удачно) явления, связанные с ледниковым климатом: развитие мерзлоты и солифлюкции,

Таблица 6

Фауна из песков толщи Б
(в порядке преобладания форм)

1. <i>Stagnicola palustris</i> v. <i>fusca</i>	(2 местных субварьетета)	} Мелкие, сильно угнетенные и «сухие» формы
2. <i>Gyraulus sibirica</i> Dunker		
3. <i>G. albus</i> v. <i>acronicus</i> Geyer		
4. <i>G. gredleri</i> var. <i>lacinosus</i> Gredler		
5. <i>Succinea oblonga</i> Drap.		
6. <i>Planorbis planorbis</i> L. (редко)		} В самом верху разреза при переходе песков в суглинки
7. <i>Paraspira leucostoma</i> Mil.		
8. <i>Radix pereger</i> Müll.		
9. <i>Pisidium personatum</i> Malm.		
10. <i>Pupilla muscorum</i> L.		
11. <i>Columella gredleri</i> Cl.		
12. <i>Vallonia pulchella</i> Müll.		

уменьшение проносающей силы рек, развитие наледей, уходящих под наносы, и прочие явления, вызывающие заполнение долин и выход рек на бывшие водоразделы.

Весьма вероятным следствием этих явлений и процессов отложения реками и озерами многометровых песчаных толщ на большой площади Приобья было относительное погружение Кулунды и превращение ее в аллювиальные низины на все время отложения верхней части толщи Б (иловатых суглинков с погребенными почвами), когда ледниковые явления на Алтае, как и на севере, уже прекратились, и Обь могла бы, углубив свое русло, течь снова в долине, а не наполнять периодически мутной водой обширные плоские озера.

Сопоставление песчаной свиты, несущей следы мерзлоты, с максимальным — днепровским оледенением, а суглинков с погребенными почвами — с одиновским межледниковьем напрашивается само собой. Если это сопоставление правильно, то лежащие выше мощные лёссовидные суглинки толщи А, венчающие «свиты степного плато», нужно считать, по крайней мере, в нижней части за отложения века московского оледенения. Эти сопоставления, как ни натянутыми они кажутся на первый взгляд, находят свое оправдание в только что сказанном.

Толща А — лёссовидные суглинки, может быть, уплотненный лёсс — образует верхнюю часть «свиты степного плато» и присутствует только на гребне Касмалинского и соседнего с ним к юго-востоку Барнаульского увалов (возможно, также и по некоторым другим). Представлена палевыми суглинками, вполне однородными, пылеватыми, почти не слоистыми и во всем, кроме отсутствия пористости и намеков местами на слоистость, сходными с лёссом. На обнажениях обычны выпоты углесолей и гипса, возможно присутствие хлоридов. Мощность толщи до 40—43 м. Примерно в середине ее проходит слабо выраженный почвенный горизонт степного облика (с кротовинами). Самый верх суглинков (до глубины 1,5—2 м) порист, что можно объяснить вторичными явлениями — проникновением в породу корней расте-

ций. Гранулометрический состав породы тождественен лёссу, как можно видеть из табл. 7.

Содержание фракций несколько меняется с глубиной от поверхности и с движением с запада на восток, но определенной закономерности на таком незначительном расстоянии установить не удается; как будто намечается тенденция к огрубению материала при движении с запада на восток, но этот вывод не бесспорен.

Для решения вопроса о происхождении толщи лёссовидных пород свиты «А» имеющихся данных явно недостаточно. Нужны детальные исследования распространения, структуры и текстуры, гранулометрического и химического состава, а также фауны и растительной пыльцы, нами не встреченных. Исходя из общих соображений, в толще «уплотненного лёсса» можно было видеть осадок тонкой взвеси разливов Оби или большого проточного образованного ею озера. Таким образом, это было бы сохранением и даже усилением тех же условий, при которых отлагались нижележащие «оскольчатые» суглинки верхов толщи Б. Может быть, «обводненность» усилилась из-за нового подпора Оби льдами на севере. В некоторый промежуток времени озеро мелело, и его дно местами превращалось в степь, покрытую травами почвой, не успевшей как следует развиваться.

При таком объяснении становятся понятными уплотненность и проявляющаяся кое-где неясная слоистость суглинков. Остаются слабо выясненными обилие солей в осадке проточного озера и отсутствие в них фауны озерных моллюсков.

Не исключается пока и вероятность эолового происхождения всей толщи «уплотненного лёсса», только в этом случае придется представить себе обильное отложение пыли на почти голой, лишенной растительности поверхности, что и явилось главной причиной отсутствия пористости. Такое представление не лишено оснований, так как если во время московского оледенения в Восточной Европе климат был настолько суровым, что мерзлота распространялась до широт Воронежа, то в еще более континентальной Западной Сибири было, несомненно, еще холоднее и суше. При этом следует принять во внимание, что Кулунда расположена севернее Воронежа — на широте г. Орла.

При признании эолового происхождения и московского возраста всей толщи А — лёссовидных суглинков — возникают более существенные расхождения с известными фактами, а именно: век более позднего калининского оледенения повсюду в Европейской части СССР отмечен чрезвычайно суровыми климатическими условиями — ледяные клинья в почве возникали вплоть до Сталинграда и Прикаспийской низменности; также почти повсюду шли процессы дефляции и выпадение пыли, во многих местах приведшее к образованию чисто эолового лёсса. В этих условиях очень трудно допустить, чтобы в Приобских степях не имелось в это время ни дефляции, ни выпадения пыли. Поэтому, если полагать, что вся толща А отложена эоловым путем, то следует ее нижнюю часть отнести относящейся к московскому, а верхнюю — к калининскому оледенениям. Такому построению противоречит только одно обстоятельство — слабое развитие разделяющей эти два лёсса погребенной почвы.

Может быть, в наших наблюдениях имелись какие-то местные причины, ослабившие развитие почвы или в значительной степени денудировавшие ее. По нашим наблюдениям в Поволжье и на Оке, такими причинами являются явления мерзлоты и солифлюкции, нарушавшие целостность межледниковых почв перед переходом их в погребенное состояние. Таким образом, если в дальнейшем будут получены веские доказательства в пользу признания эолового происхождения толщи А, то тем самым мы будем обязаны верхнюю часть ее признать осадком

Таблица 7

Механический состав лёссовидных суглинков толщи А

Место отбора пробы		1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	< 0,001 мм
Касмалинский увал (по данным автора)	Лог Ленной, близ с. Боровиково, верх слоя 1	—	0,03	0,83	13,39	38,01	43,89	2,14	1,76
	То же, низ слоя 1, на 15 м ниже пре- дыдущего	—	0,03	0,26	1,42	34,59	60,34	2,97	0,3
	Низ слоя 3, на 20 м ниже предыду- щего	—	0,14	0,66	6,02	40,72	50,06	1,4	1,0
	с. Елунино, слой 1, верх	—	0,02	0,28	9,46	48,13	42,11	—	—
	с. Елунино, слой 1, низ	—	0,04	0,19	4,22	44,32	48,32	1,56	1,35
	с. Телеутское, на глубине 2 м от по- верхности	—	0,02	0,4	13,06	44,52	39,2	2,56	0,24
	То же на глубине около 16 м от по- верхности	—	0,04	0,19	3,92	44,10	49,11	1,29	1,35
	д. Давыдов Лог	—	0,11	0,61	12,31	52,51	32,66	0,78	1,02
	с. Гоньба	—	1,31	0,28	13,60	42,19	40,04	1,38	1,20
Барнаульский увал (по М. П. Нагорскому)	В 5 км к западу от с. Гоньбы высота над Обью 97,2 м	1,7		33,67		28,72		36,12	
	То же 97,0 м	—		10,34		49,22		40,44	
	95,5 м	—		9,30		27,27		63,43	
	с. Ребриха (Кулундинский увал) 150 м	0,8		13,45		43,37		42,38	

жалининского века. Пока оставляем этот вопрос открытым, и на схеме (см. фиг. 1) показываем всю толщу А, относящуюся к периоду времени до начала глубокого размыва, век которого, нам кажется, правильное всего определить микулинским межледниковьем.

П. А. Православлев (1933, стр. 23), выделяя свиту «А» — лёссовидных суглинков (мощностью до 40 м), считал, что «наземное субаэральное происхождение свиты едва ли подлежит сомнению». Им развернута (стр. 45—48) и общая картина отложения эолового лёсса в условиях оледенения, в общем, по-видимому, находящая оправдание в наблюдающихся фактах, за исключением пока нами не встреченных в этой толще следов мерзлоты. Если последние и присутствуют, то или в более древних отложениях, как нижняя половина свиты «В», или в подошве более поздних врезанных и прислоненных толщ.

Верхнеплейстоценовые отложения Q_{III}. Выше отмечалось весьма энергичное накопление осадков в степном Приобье за нижне- и среднеплейстоценовые эпохи. По сравнению с Подмосковным краем мощности одновозрастных горизонтов в южном Приобье увеличены в несколько раз. Общая мощность только среднечетвертичных толщ степного плато Приобья превосходит 100 м, в чем, по-видимому, не без основания, помимо большей обширности континента, можно видеть отражение тектонической подвижности местности, показанной нами в другой работе (1952₁).

В Приобье не менее, чем масштабы накоплений, поражают масштабы размыва глубинной речной эрозии, последовавшей за веком окончания формирования толщи А¹³ и закончившейся новым периодом аккумуляции и заполнения долин осадками при образовании аллювия III и IV надпойменных террас. Если, как мы видели выше, с началом днепровского века, покинув свои заполненные осадками долины, Обь и ее притоки блуждали и разливались по всей впадине, находившейся, очевидно, в стадии тектонического погружения, то с концом ледниковых явлений среднего плейстоцена в Верхнем Приобье началось, по-видимому, поднятие и связанное с ним врезание рек. Речные долины (р. Оби и ее притоков) врезались за этот промежуток времени так глубоко (более 100 м), что подошва вновь отложенных аллювиальных осадков оказывается почти на уровне современных рек. Объяснить это явление только устранением ледниковой подпруды на севере Сибири не представляется возможным.

В исследованной нами области верхнего Приобья мы не встретили межледниковых отложений, которые можно было бы считать заведомо относящимися к этому глубокому врезанию р. Оби. Ниже упоминается об одном примере древнеречных межледниковых отложений, наблюдаемых в обнажении Красного Яра (ниже Новосибирска), но они могут относиться и к одному из более древних межледниковий. Выше верховий Оби, на р. Бие, имеются торфяники, вложенные (по данным исследований Е. Н. Щукиной и Л. Д. Шорыгиной) именно в этот размыв. Характер торфяников нам в деталях еще не известен.

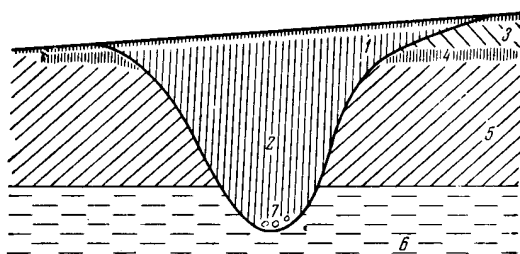
В левобережной части верхнего течения р. Оби можно различить следующие террасы, сохранившиеся (особенно низкие) только в виде обрывков и в низовьях притоков:

IV — 55 — 60 м	над меженным уровнем
III — 35 — 45 м	» » »
II — около 20 м	» » »
I — около 10 м	» » »
Пойма — 3 — 3,5 м	» » »

¹³ Как уже упоминалось, остаются некоторые неясности в происхождении, а отсюда и в возрасте верхнего горизонта свиты «А».

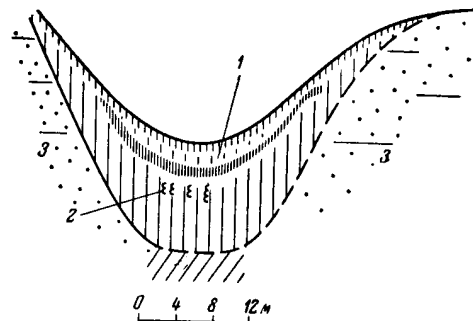
В высоте террас наблюдаются значительные колебания, зависящие как от местных условий, так и от позднейших тектонических движений, как это было показано нами в другой работе (1952).

В строении террас левобережья Оби наблюдается известноеобразие: низ сложен песками, верх лёссовидными суглинками своеобразных пойменных фаций. Особенно мощны и однородны лёссовидные суглинки сливающихся между собою IV и III террас, достигающие (на IV



Фиг. 6. Схематическая зарисовка древнего оврага, врезанного в суглинки толщи Б и выполненного лёссовидными делювиальными суглинками, в обнажении стенки оврага у с. Харьково.

1 — современная почва; 2 — лёссовидный делювиальный суглинок; 3 — суглинок; 4 — погребенная почва; 5 — суглинок; 6 — ил с болотной и наземной фауной; 7 — окатыши суглинка.



Фиг. 7. Схематическая зарисовка выполненного суглинками оврага у с. Телеутское.

1 — погребенная почва; 2 — *Compillaea faustina*; 3 — пески толщи Б.

террасе) мощности 20—30 м. Такой же мощностью и однородностью обладают и древние выполнения подрезанных Обью верховий лощин, обращенных в сторону р. Касмалы и опирающихся, очевидно, на те же высокие террасы (III и IV). Они имеются у с. Елунино, с. Боровиково и в других местах. С меньшей уверенностью ко времени образования IV террасы мы относим лёссовидные суглинки древних выполнений оврагов, наблюдавшиеся на склонах плато у с. Харьково и с. Телеутское (фиг. 6 и 7). Иногда овраги совершенно заполнены суглинками.

Следует заметить, что лёссовидные суглинки IV террасы и связанных с нею балочных и овражных выполнений отличаются большей пористостью и внешне обладают большей лёссовидностью, чем лёссовидные суглинки свит «А» и «Б», за счет переотложения которых они произошли¹⁴. Значительная часть «лёссов» Приобья была описана (П. А. Православлевым и его предшественниками, как Г. И. Танфильевым и последователями, как М. П. Нагорским и Б. Ф. Петровым) в разрезах террасовых отложений, не понятых исследователями (р. Калманка, г. Барнаул, с. Гоньба, д. Давыдов лог, с. Кучук и осадки «Сузинского озера» Б. Ф. Петрова).

Песчаные русловые отложения нижней части III и особенно IV террас имеют незначительную мощность, IV — в с. Гоньба всего 2—3 м¹⁵. К востоку от с. Гоньбы, за устьем речки Землянухи, видно, как постель древнего аллювия IV террасы медленно поднимается и древний аллювий, постепенно утоняясь до 3—2 м, полого выклинивается.

В таком залегании, так же как и в мощности и в самом составе древнего аллювия высоких террас, в преобладании лёссовидных суглин-

¹⁴ Если не допускать вероятности отложения эолового (переоткладывавшегося по склонам делювиально), вновь приносимого пылевого материала.

¹⁵ Мощность лёссовидных суглинков верхней части террасовых отложений здесь увеличивается до 30 м.

ков можно видеть отражение затрудненного стока, т. е. возникновение нового подпруживания Оби и долин ее боковых притоков, успевших за предыдущий промежуток времени глубоко врезаться¹⁶ в ранее отложенные осадки «степного плато». Подпруживание и заполнение проникли до самых вершин глубоко врезанной и разветвленной гидрографической сети.



Фиг. 8. Один из «оплавленных ледяных» клиньев в подошве древнего аллювия IV террасы в г. Барнауле; обнажение в левом берегу (на рукоятке молотка нанесены дециметровые метки).

Как известно, и до нас образование террас и подпруживание р. Оби связывалось исследователями (Г. И. Танфильевым, П. А. Православлевым и более поздними, как М. П. Нагорским и др.) с оледенением или бореальной трансгрессией. Однако это делалось исключительно теоретически, без фактического обоснования. В наших руках в настоящее время находятся бесспорные факты совпадения накопления осадков III и IV надпойменных террас с развитием нового (калнинского) оледенения. Во многих местах пески подошвы этих террас проникают вниз, в полости вытаявших ледяных клиньев; песчаные псевдоморфозы клиньев большей частью деформированы мерзлотными движениями, как бы оплавлены и скручены (фиг. 8). Кроме того, имеются и другие признаки исчезнувшей позже мерзлоты. Во многих заполненных лёссовидными суглинками лощинах наблюдаются глубокие провалы карстового типа. Ввиду того, что карст полностью исключается отсутствием карстующихся пород, а появление суффозии — выноса мелкозема током грунтовых вод — допустимо только в условиях турбулентных потоков у выхода источников, мы с полным правом считаем, что эти провальные опускания

¹⁶ Как показано нами в работе, опубликованной в 1952 г., долины не только врезались, но и тектонически погружались.

(«воронки») свидетельствуют о заносе ложин суглинками в условиях мерзлоты, в присутствии снега и наледей, вытаивание которых и вызвало появление просадок. Часто они заняты ныне озерками (особенно многочисленны они в ложине к югу от д. Сибирки), но большая часть их, как показывают некоторые наблюдения над погружением в провалы погребенной почвы (см. фиг. 7), в настоящее время заполнена делювием.

О лёссовидности описываемых древнеаллювиальных суглинков можно составить представление по следующим данным (табл. 8).

Образец № 2 из с. Телеутского был взят нами из-под горизонта хорошо развитой погребенной почвы, поднимающейся к бортам лога и выходящей в современную почву. Суглинок отличается особенно высокой пористостью и обилием довольно крупных улиток — *Campillaea faustina* Rossm. Улитка кампиллея обитает во влажных, заросших травой местах, на крапиве и листьях мать-мачехи. Таким представлялось в последнем межледниковье дно этого лога. Пористость этого делювиально-аллювиального суглинка (почти 49%) превышает пористость нормального лёсса.

Хотя нами нигде и не наблюдалось ясной картины соотношения IV и III террас, но мы склонны думать, что эти террасы не разделены «цикловым» врезанием Оби. Образование их вызвано только некоторым спадом вод и высоты разливов. По описаниям М. П. Нагорского (1941, стр. 39—40), обе эти террасы имеются и выше по рекам Оби и Бие. Особенно широки они по правому берегу Оби, где верхняя из них (по Нагорскому — 55—60 м над рекой) «становится почти совершенно невыраженной в рельефе, незаметно сливаясь с толщами степного плато, а также с более низкой 35—45 м», называемой Нагорским «смоленской». П. А. Православлев не различал 50—60-метровой террасы, лёссовидные суглинки ее покрова считал за лёсс, а 35—45-метровую террасу называл «верхней». Только для времени ее образования им, вслед за Г. И. Танфильевым, мыслилось соединение вод Оби и Иртыша по бортовым ложинам.

Третья надпойменная терраса по строению аллювия сходна с IV, только мощность верхней ее части, сложенной слоистыми лёссовидными суглинками, значительно меньше, чем у суглинков IV террасы. Есть и еще один признак, имеющий чрезвычайно важное значение для установления как генезиса лёссовидных суглинков, так и возраста III и IV террас. Он отмечался и прежними исследователями, но ему приписывалось неверное положение и истолкование. Этот признак заключается в наличии прослой щебня и валунов в самом верху лёссовидных отложений III террасы. Прослой щебня наблюдается не только в долине Оби, но и по долинам притоков. Он отмечен был Г. И. Танфильевым, П. А. Православлевым и нами по р. Алею и р. Калманке; П. А. Православлев видел его и на р. Касмале у с. Чернопяткова и к западу от с. Крутихи, по дороге на с. Прыганку (1933, стр. 32 и 31). Православлев, как и Нагорский, считал щебень включенным в подошву древнего аллювия. Нами же по целому ряду обнажений бесспорно доказана приуроченность щебня к самому верху суглинков III террасы. Часто щебень и валуны или прослой сланцевой дресвы можно видеть в нижних горизонтах чернозема, а местами и почти с поверхности террасы.

Известно, что П. А. Православлев свое мнение о сквозном стоке вод из подпертой ледниками и бореальной трансгрессией р. Оби в Иртыш аргументировал именно разном этим щебнем.

В настоящее время после установления тектонической природы «древних ложин» и наличия в них долинного водораздела, намного превышающего предполагаемый уровень затопления, такое предположение стало мало вероятным. К тому же, по наблюдениям М. П. Нагорского

Таблица 8

Гранулометрический состав и пористость овражно-балочных суглинков и древнего аллювия

№ анализа	Место	Глубина от поверхности, м	Фракции в мм								Уд. вес	Объемн. вес	Пористость в %
			1,0—0,25	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	≤ 0,001			
1	Елунино *	5	0,0	0,01	0,29	10,20	40,01	45,34	2,34	0,81	2,75	1,61	41,45
2	Телеутское *	3—4		0,85	2,62	12,06	36,16	45,01	1,84	1,46	2,76	1,41	48,92
3	Барнаул **	Из верхней половины	0,75		22,50		33,75	43,00					
4	Барнаул **	Из нижней половины	1,25		27,25		54,45	16,05					

* Анализы произведены в лаборатории МГРИ А. Н. Морозовой.

** Анализы взяты из работы П. А. Православлева.

(1941, стр. 48) тот же щебневатый горизонт присутствует в 30-метровой (соответствующей III террасе р. Оби) террасе р. Чарыш, не имеющей сквозной долины.

Отчетливо щебневый горизонт наблюдается в «бухтовидных заливах» III террасы левобережья южнее Барнаула (с. Бурашиха, с. Бельмесова и др.), в долине р. Барнаулки у г. Барнаула и по поверхности III террасы у г. Камня, где особенно показательные обнажения наблюдались в оврагах у с. Крутихи, с. Кырзы и с. Ордынского. У д. Масляхи валунный слой был обнаружен нами почти на поверхности III террасы, в наиболее повышенном ее месте. Валуны гранита и сланца достигают здесь 0,35—0,6 м. Обычно встречаются более мелкие валуны и мелкий щебень.

Разнос и отложение валунов по поверхности террасы вместе с составом ее «пойменной» фации аллювия — лёссовидными суглинками — указывают на то, что окончание формирования III террасы происходило в ледниковых условиях, когда обломочный материал в изобилии выносился из Алтая ледниками и распределялся по поверхности террасы (служившей дном долины) пловучими донными и речными льдинами.

Спад вод высоких разливов Оби, повлекший за собой образование или выделение III террасы, а затем разнос щебня и валунов по поверхности III террасы, и, наконец, момент врезания реки в эту поверхность можно проследить в прекрасных обнажениях высоких террас Оби по оврагам и береговым подмывам. Последний из этих моментов — врезание реки в III террасу — обозначился наложением маломощного, преимущественно песчаного аллювия на лёссовидные суглинки покрова этой террасы. Отчетливые обнажения подобного рода наблюдались по правобережью у с. Тараданова и ниже Новосибирска в 17 км у Красного Яра. В последнем под 3 м слоистого речного песка обнажены слабослоистые столбчатые суглинки (4 м), переходящие вниз в слоистые супеси и пески (5 м). Глубже залегает толща (3,5—4 м) иловатых суглинков, переходящих со снижением мощности слоя вниз по р. Оби частично в темно-серые иловатые суглинки с остатками флоры и фауны (*Bithynia tentaculata* L., *Stagnicola palustris* v. *diluviana* André и разложившиеся кости быка и лошади). Из образцов ила получена пыльца (см. табл. 9 — определения Р. Е. Гитерман). Внизу слоя преобладает древесная пыльца, вверху — травная. Так как среди древесной пыльцы преобладает ель, а среди травной — пыльца лебедовых (или маревых — *Chenopodiaceae*) и полыней (*Artemisia*), то можно думать, что по мере накопления слоя ила шло «остепнение» местности, происходившее в холодных условиях, т. е. имело место возвращение оледенения (табл. 9)¹⁷.

Ниже илов в этом интересном обнажении залегают тонкозернистые старичные пески (около 5 м) и русловые пески подошвы аллювия, содержащие в самом низу линзы гравия и отдельный щебень и валуны гранита и сланца (до 0,12—0,5 м). Из обнажения этих песков выступают тонкие стволы деревьев — сибирской пихты (*Abies sibirica*) и осокори *Populus nigra*; определено М. М. Кореневой.

Ниже этих песков у самой воды залегают серые безвалунные пески, содержащие линзы аллохтонного торфа мощностью до 0,75 м. Торф состоит из крупных трав, веток и коры деревьев, листьев и древесины лиственных деревьев, содержит редкую пыльцу сосны и березы. Изредка в нем встречаются прекрасно окатанные в виде трехосных эллипсоидов куски древесины осокори (*Populus nigra*; определено М. М. Кореневой).

Эта песчаная толща, подошва которой уходит глубоко под урез р. Оби, относится, очевидно, к межледниковому веку, но мы не можем определить точно его возраст.

¹⁷ Возвращение оледенения происходило после межледникового врезания долины при начале агградации.

Как уже отчасти упоминалось, М. П. Нагорский с максимальным оледенением неправильно связал отложение «синих глин» (свиты «С» Православлева или нашей толщи «окаменелых илов»), а образование всех террас ¹⁸ сопоставил со «вторым» оледенением севера Сибири и его стадиями.

Таблица 9

Пыльцевой анализ ила из обнажения Красного Яра, правый берег Оби, ниже г. Новосибирска

Глубина от поверхности в м	Общий состав		Древесная пыльца						Недревесная пыльца										Всего сосчитано зерен
	древесной	недревесной	<i>Abies</i> — пихта	<i>Picea</i> — ель	<i>Pinus</i> — сосна	<i>Betula</i> — береза	<i>Tilia</i> — липа	<i>Salix</i> — ива	<i>Ora mineae</i> — злаки	<i>Compositae</i> — сложноцветные	<i>Artemisia</i> — полынь	<i>Cheopodia</i> — сея — лебедовые	<i>Polygonaceae</i> — гречишниковые	<i>Plumbogina</i> — сея	<i>Cruciferae</i>	Не опред. разнотравье			
9,0	Нет	100							1	10	1	2	1	1	—	2	44		
10,5	33	67	1	77	13	8	1	—	5	2	11	73	—	—	1	7	303		
12,5	96	4	—	93	3	4	—	2	—	+	—	+	—	—	—	—	103		

* Знак (+) обозначает присутствие единичных зерен пыльцы.

По нашему мнению, по единственно вероятному предположению можно сопоставить обе верхние III и IV террасы с калининским оледенением, а две нижние — с ошашковским последним оледенением Европы и Алтая. Подпруживания Оби при образовании низких террас, по-видимому, уже не было ¹⁹, но так же, как и у нас в Европейской части СССР, действовали изменения климатических условий, а кроме того, развитие горного оледенения (кокузекское оледенение алтайских геологов). По правобережью Оби низкие террасы сложены песками, а на левобережной части, как и у Новосибирска, они покрыты суглинками небольшой мощности.

Ледниковая обстановка образования II и I террас, помимо общих аналогий, подтверждается фактами нахождения псевдоморфоз ледяных клиньев в верхней части отложений террасы речки Пивоварки (на западной окраине Барнаула), соответствующей II надпойменной террасе р. Оби, а также в окрестностях г. Новосибирска. Обь при формировании I террасы у Новосибирска врезалась в поднимавшиеся гранитные породы цоколя Бурлинского горста (Москвитин, 1952). Громадные глыбы гранита — диаметром до 2—3 м — отрывались от русла и разносились, очевидно, при помощи донных и речных льдов ниже по реке, где они залегают теперь среди гравия и более мелких валунов I террасы, на пространстве от с. Кривошекова до с. Криводановки. Как известно, А. И. Гусев (1934) принимал эти отложения за морену, принесенную с севера. М. А. Усовым (1937) уже доказана ошибочность этих представлений. Как могли и мы убедиться, валуны принесены рекою сверху и именно из цоколя Бурлинского блока, так как граниты валунов тождественны гранитам, добываемым близ Соцгорода в карьере Бугры. Тем не менее приведенные А. И. Гусевым (1934, фиг. 24 и 22) описания и фотографии «ледяных» клиньев и валунов песка, находившегося, очевидно, тогда в мерзлом состоянии, достаточно убедительно говорят о наличии мерзлоты в то время.

¹⁸ Кроме 35—45-метровой, не ясно определенной им как происшедшей в результате поднятия Обь-Чумышского водораздела (1941, стр. 55).

¹⁹ Как нам известно, М. П. Нагорский пытается связать их с тектоническими движениями, происшедшими, по его мнению, не в верхнем, а в среднем плейстоцене.

Кроме того, на восточной окраине Новосибирска, по пологому склону ко дну долины речки Каменки, наблюдается горизонт солифлюксия, перекрытый делювиально-солифлюкционными суглинками. Солифлюксий состоит из сложно перемятых и перемешанных генетических горизонтов лежащей ниже погребенной почвы степного облика, которую, по аналогии с такой же почвой из окрестностей Иркутска, следует считать относящейся к последнему межледниковью. Та же почва, имеющая чаще облик подлесной-подзолистой, присутствует и в Кулундинской степи. Она была отмечена П. А. Православлевым (1933, стр. 49), а нами наблюдалась у с. Бельмесовки, с. Гоньбы и в составе древнеовражных выполнений у с. Телеутского, о чем уже упоминалось.

Таким образом, ледниковые условия времени формирования нижних террас Оби легко подтверждаются следами сингенетичной этим террасам постоянной мерзлоты и сукцессиями флоры в аллювии.

Верхнечетвертичный возраст всех вышеописанных террас подтверждается находками фауны млекопитающих «верхнепалеолитического комплекса» В. И. Громова. Из подошвы отложений III террасы карьера Бугры под Новосибирском добыты бивень и зубы раннего типа мамонта — *Elephas primigenius* Bl. Из д. Тараданова, где подмывается та же терраса, в Каменский краеведческий музей доставлены зубы поздней формы мамонта. Под обнажением той же III террасы у Красного Яра, в 17 км ниже Новосибирска, по правому берегу нами собраны кости быка и лошади, вымытые, вероятно, из подошвы песков этой террасы. В суглинках и песках I надпойменной террасы из карьеров ниже Кривошекова А. И. Гусев приводит находки *Bison priscus* и *Rhinoceros tichorhinus*, а из песков и гравиев — *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus*, быка и оленя.

В делювиальных и солифлюкционных суглинках, соответствующих этой террасе, на восточной окраине Новосибирска наблюдается костеносный горизонт, в котором нами найдены кости лошади, быка, оленя (*Cervus elaphus* L.), молочный зуб мамонта (*Elephas primigenius* Bl.).

Поздние формы мамонта обитали в Западной Сибири, по-видимому, до начала голоцена; их кости вымываются речкой Разбойной, выше с. Заковяржина (Каменского района), непосредственно из-под голоценового торфяника²⁰.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всей области Западной Сибири за недостаточной изученностью для дробных стратиграфических подразделений выбрано лично автором исследованное в 1947 г. Верхнее Приобье. Мощные заведомо четвертичные осадки Приобья делятся на шесть свит, четыре из них наложены одна на другую (на одну треть или почти на половину эта серия погружена под урез реки), а две свиты образуют серию четырех надпойменных террас, объединяющихся попарно. Наличие характерных литологических признаков погребенных почв, остатков растений (древесины и пыльцы) и животных (моллюски, млекопитающие), а также и ясно выраженных следов мерзлоты (в слоях с характерной фауной и пылью) позволяют подойти к более или менее обоснованному определению возраста каждой из выделенных свит.

Нижняя свита степного плато, состоящая из песков и лежащих на них «синих» глин с дутиками, относится к четвертичному периоду услов-

²⁰ Этот открытый торфяник мощностью 3 м дал типичную пылецевую диаграмму голоцена.

но; она известна мало, глубоко погружена под урез рек, органических остатков в ней пока еще не найдено. Может быть, именно она соответствует доледниковому веку и первому (окскому) оледенению.

Вышележащая свита состоит также из песков и «синих» глин и содержит остатки четвертичной флоры и фауны. Пески отложены рекой, как и нижняя часть глин, осаждавшаяся на поймах. Главная — верхняя часть толщи глин (синих глин свиты «С» П. А. Православлева) имеет, по-видимому, субаэральное происхождение, возможно, частично представляя собою уплотненный лёсс. Фауна большей частью наземная — угнетенные виды «лёссовых» моллюсков; флора (по пыльце) безлесная, с примесью ксерофитов. В этой серии мы видим отложения или доледниковые и соответствующие, вероятно, окскому оледенению, или, если синие глины с дутиками окажутся (после исследований) четвертичными, осадки I межледниковья и березинского оледенения. Лежащий выше «горизонт суглинков с погребенными почвами» охарактеризован фауной *Elephas trogontherii* Pohl., содержит остатки нормально развитых озерных и речных моллюсков, пыльцу и семена растений умеренного климата. Это отложения лихвинского межледникового века.

Средняя свита степного плато — песчаная внизу и супесчано-суглинистая сверху; по рядовому положению (стратиграфическому), по фауне угнетенных моллюсков, пыльце ксерофитов и присутствию ясных следов мерзлоты отнесена к максимальному оледенению, а ее верх — суглинки с погребенными почвами — к межледниковью (одинцовскому). Верхняя свита степного плато «А», состоящая из однородных уплотненных лёссовидных суглинков, относится к московскому и, может быть, частично (поверх погребенной почвы) к калининскому веку; ее общая мощность превосходит 40 м.

Толщи террасовых прислоненных и вложенных отложений, **вверху** лёссовидных, отнесены к векам оледенений верхнего плейстоцена. Межледниковьям этой эпохи соответствует врезание рек и образование торфяников Алтайского края. Из этих террасовых серий известна обильная фауна млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, а также следы мерзлоты в одних горизонтах и погребенные почвы — в других (одно-возрастных террасам на плато и склонах).

Распад и дружное таяние горных ледников калининского века на Алтае вызвали разнос щебня и валунов по поверхности III террасы, выделившейся в этот момент из IV. Этим доказывается как время, так и способ отложения лёссовидных суглинков IV и III террас. Как показано в нашей другой работе по Приобью (1952), в это время происходили дифференцированные вертикальные движения отдельных блоков земной коры, возобновлявшиеся и позже, при образовании низких террас, в век последнего оледенения.

Направление процессов осадкообразования и размыва в четвертичное время в Приобье диктовались, с одной стороны, колебаниями климата, вызывавшего подпруды низовий р. Оби оледенениями и заполнение долины наносами и наледями, с другой стороны — местной тектоникой.

Таким образом, применение единой схемы деления отложений четвертичного периода, выработанной на лучше изученной территории Европейской части СССР, к четвертичным отложениям верхнего Приобья оказалось не только возможным, но, по нашему мнению, и довольно удачным, так как многие совершенно неразрешимые на местном материале вопросы, как возраст верхней части свиты степного плато, происхождение лёссовидных суглинков III и IV террас и др., при рассмотрении их, в связи с событиями общей истории оледенений, становятся легко понятными.

Можно выразить уверенность также в том, что примененная нами схема позволит легко разобраться и во многих неясных вопросах стратиграфии четвертичных отложений более северной части Западной Сибири, лежавшей по периферии оледенений или под ними.

ЛИТЕРАТУРА

- Москвитин А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, сер. геол., 1940, вып. 14 (№ 4).
- Москвитин А. И. 1. Происхождение Степного Приобья. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Москвитин А. И. 2. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. Мат. по четв. периоду СССР, 1952, вып. 3.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чулымской впадины. Мат. по геол. Сибири, 1941, № 13.
- Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. Мат. по геол. Зап. Сиб. края, 1933, вып. 6.
- Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа СПб., 1902. (Тр. Геол. части Кабинета его имп. вел., т. 5, вып. 1).
- Усов М. А. Основные результаты изучения четвертичной геологии Западной Сибири. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5.
-

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

Э. И. РАВСКИЙ

К СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА И ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Территория юга и востока Сибирской платформы в последнее десятилетие стала ареной интенсивных и разносторонних геологических исследований. Большие работы проведены также по изучению образований третичной и четвертичной систем, являющихся основанием различных инженерных сооружений, источником строительных и дорожных материалов, коллектором россыпей и ценных минералов и грунтовых вод.

Одним из важных обстоятельств, препятствующих успешному обобщению новых данных и использованию их в практических целях, является отсутствие разработанной стратиграфии четвертичных образований, стоящей на уровне современного состояния науки и опирающейся на полученный в последние годы фактический материал.

Настоящая статья имеет своей целью изложить основные результаты исследований в части стратиграфического расчленения образований четвертичной системы, полученные сотрудниками четвертичного отдела Геологического института АН СССР, при многолетних исследованиях кайнозойских отложений рассматриваемой области.

В основу ее положены материалы М. Н. Алексеева по бассейну среднего и нижнего течения р. Вилюй, Н. С. Чеботаревой и Н. П. Куприной, полученные при работах в долине средней Лены, И. М. Хоревой — в низовьях р. Алдана и автора — в бассейне Ангары. Частично заимствованы данные В. Ю. Малиновского, относящиеся к району верховьев р. Нижн. Тунгуски. В работе использованы также результаты исследований остатков млекопитающих, проведенные В. И. Громовым, Э. А. Вангенгейм, И. А. Дуброво, моллюсков, определявшихся А. И. Москвитиным, и данные спорово-пыльцевых анализов, выполненные Р. Е. Гитерман.

Основные принципиальные вопросы, излагаемые в работе, разработаны совместно М. Н. Алексеевым, Н. С. Чеботаревой и автором. Плодом совместной работы является также предлагаемая схема (1) расчленения четвертичных отложений освещаемой территории Восточной Сибири.

Помимо перечисленных данных, использована вся доступная опубликованная и фондовая литература. Среди последней главнейшее место принадлежит материалам Треста Аэрогеологии и бывшего Союзного треста № 2 Министерства геологии и охраны недр.

Рассматриваемая в настоящей статье область принадлежит к различным структурным элементам Сибирской платформы. Она также неоднородна и по своему рельефу. Южная ее часть, охватывающая бассейны Ангары и частично Нижней Тунгуски, располагается в Средне-Сибирском плоскогорье; большая восточная территория, лежащая по средней Лене, совмещается с Приленской наклонной возвышенностью, а северо-восточная область принадлежит к Вилуйской впадине и частично (низовья Алдана) к Приверхоянью.

Преобладающая часть этой территории сложена породами осадочного чехла Сибирской платформы, образованного преимущественно мелко-водными морскими кембрийскими и ордовикскими отложениями песчано-глинистого и карбонатного состава или, реже, различными песчаниками готландия. Только в Вилуйской впадине и в Присаянье коренным субстратом для четвертичных отложений служат мощные мезозойские отложения, среди которых преобладают угленосные континентальные толщи.

Большие площади занимают изверженные породы трапповой формации. Геология допалеозойских, палеозойских и мезозойских образований сравнительно хорошо сейчас изучена, а осадочные толщи расчленены на большое число хорошо увязанных между собою свит.

I. ОБЗОР СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Литература, опубликованная или хранящаяся в фондах различных геологических учреждений и ведомств и касающаяся в той или иной степени геологии четвертичных отложений рассматриваемой территории, насчитывает в настоящее время несколько сот наименований. Сделать здесь ее полный обзор не представляется возможным. Поэтому в настоящем разделе представляется целесообразным изложить в хронологической последовательности только итоговые данные, обобщенные в форме более или менее законченных стратиграфических представлений и схем.

Первая разработка стратиграфии четвертичных отложений Сибири была предпринята И. Д. Черским, а результаты ее опубликованы, в связи с проведенными им определениями фауны млекопитающих из сборов Ново-Сибирской экспедиции Толя (И. Д. Черский, 1885—1886).

В изложении В. А. Обручева (1938, стр. 1191) эта схема характеризуется следующим образом: «Черский в своей известной схеме послетретичных образований Сибири разделил их на два довольно хорошо устанавливаемых уровня. К низшему горизонту он отнес морские осадки (арктические и арало-каспийские), древние речные наносы, пресноводные озерные и озерно-речные отложения юга Сибири и ледниковые, считая их соответствующими периоду оледенения Европы и Америки. К верхнему горизонту были причислены пресноводные озерные и озерно-речные осадки севера Сибири, к верхним — такие же осадки юга и лёссовидные суглинки».

Однако еще четверть века тому назад, подводя итоги изучения отложений четвертичного периода Сибири, В. А. Обручев должен был отметить, что «...в настоящее время эту схему нужно признать недостаточно полной и недостаточно точной».

Свои собственные представления о возрастной последовательности осадков четвертичной системы В. А. Обручев (1938, стр. 1192) обобщил таким образом:

«Начиная с древнейших, — пишет он, — мы различаем в Сибири следующие образования:

1) доледниковые, речные, озерные, элювиальные и аллювиальные отложения;

- 2) ледниковые образования первой или максимальной эпохи оледенения — морены, флювио-гляциальные, речные, озерные, золовые и пр.;
- 3) межледниковые образования — отложения первой бореальной трансгрессии на севере, озерные, речные и пр. на юге;
- 4) ледниковые образования второй и последней эпохи оледенения, флювио-гляциальные, речные, озерные, золовые и пр.;
- 5) послеледниковые образования — отложения второй бореальной трансгрессии и тундровые на севере и северо-востоке, озерные, речные и пр. на юге;
- 6) современные образования — элювий, делювий, аллювий; ледниковые отложения существующих ледников на Алтае, в Сауре, Вост. Саяне, на Камчатке; тундровые отложения на севере».

Излагая эту схему, автор снабжает ее оговоркой, что общепризнанного разделения четвертичных отложений дать еще нельзя, так как, хотя вопрос об обширном оледенении Сибири, мало уступавшем оледенению Европы и Северной Америки, уже и решен в положительном смысле, однако число этих оледенений еще возбуждает споры, и различные исследователи насчитывают их от одного до четырех. Придерживаясь мнения о доказанности только двух оледенений, В. А. Обручев полагал, что эпоха первого оледенения со временем будет расчленена еще на две или три и как раз в этом будут заключаться наиболее существенные изменения предложенной им стратиграфической схемы.

В связи с инженерно-геологическими изысканиями, выполненными в начале 30-х годов в долине верхнего течения Ангары, материалы по четвертичной геологии, геоморфологии и неотектонике были опубликованы Н. И. Соколовым (1937). Некоторые из его положений оказали заметное влияние на последующих исследователей, а частично сохраняют свое значение и сейчас.

В долине верховьев Ангары речные террасы объединяются автором в три комплекса. В нижний комплекс входят аккумулятивные террасы с высотами 1,5; 4,5; 12 м.

Самостоятельные террасы с незначительной разницей высоты могли возникнуть, по справедливому замечанию Н. И. Соколова, только на Ангаре с ее зарегулированными Байкалом расходами воды.

Террасы второго комплекса обладают высоким скальным цоколем и маломощным грубым галечным аллювием. Наряду с галькой в нем не редки крупные валуны. Автор насчитывает четыре террасы этого комплекса на высотах от 18—20 до 50—55 м. Наиболее грубый аллювий приурочен к уровню террасы высотой 32—36 м.

К террасам верхнего комплекса отнесены шесть высоких надпойменных террас на уровне от 80 до 180 м.

Высказывая соображения о времени формирования террас, автор пишет: «...резкая разница в морфологии и характере аллювия террас заставляет предполагать, что описанные три комплекса террас образовались в три различные эпохи. Наличие в отложениях террас среднего комплекса валунов заставляет предполагать, что они отложены потоками, вытекающими из-под ледников, языки которых по речным долинам спускались с Саян на платформу. Таким образом, возраст террас среднего комплекса следует считать плейстоценовым. Если стать на эту точку зрения, то террасы нижнего комплекса следует считать современными, а верхнего — неогеновыми» (Н. И. Соколов, 1937, стр. 79).

Помимо аллювия, автор отмечает развитие субэразовых отложений двух типов: 1) более древних, чем аллювий соответствующей террасы, или синхроничных ему и 2) более молодых, чем аллювий, и являющихся по отношению к нему покровными.

Попытка систематизации нового фактического материала по четвертичным отложениям и определения его места в общей хронологии четвертичного периода были предприняты в недавнее время рядом других исследователей.

На материале преимущественно работ треста Аэрогеологии Г. Ф. Лунгерсгаузен (1948), наряду со стратиграфией допалеозойских и палеозойских образований, рассмотрел имевшиеся и вновь полученные данные по бассейну нижнего течения Ангары и разделил послепалеозойские осадки на ряд возрастных групп. Автор пошел дальше рассмотрения последовательности местных стратиграфических горизонтов, сделал попытку их широкого сопоставления с хорошо известными стратиграфическими подразделениями Европейской части Союза. Указав, что помимо наиболее древних — мезозойских — осадков, выполняющих погребенные долины, более молодые образования «...привязаны к современным речным долинам или расположены вне зависимости от последних», Г. Ф. Лунгерсгаузен выделил следующие возрастные группы: I комплекс низких, преимущественно аккумулятивных речных террас; II комплекс средних, обычно цокольных террас; III комплекс древних речных и озерно-речных отложений, не связанных непосредственно с современными долинами.

Первый комплекс обнимает ряд самостоятельных этажей (пойма, высокая пойма, I древняя, II древняя террасы с двумя подъярусами — IIa и IIб, построенные по сходному плану). В основании террас лежит грубый галечник, который покрывается довольно мощными накоплениями песчаного аллювия и глыбами. Вверху разреза появляются прослой суглинков и слоистых супесей озерного типа. На последних лежат покровные бурые суглинки, иногда с неясной зоной гумусного потемнения.

В основании II древней (Богучанской) террасы во многих пунктах найдены остатки крупных позвоночных: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorinus*, *Equus coballus*, *Alces machlis*, *Bovidae* и др. Общий облик этой фауны, как заключает автор, позволяет считать указанный террасовый комплекс за верхнечетвертичный, не древнее позднего рисса, в основном же относить его к рисс-вюрму (IIб), вюрму (II и I) и современной эпохе (I и пойма). Аналоги — хвалынские и более юные террасы Волги.

Следующий террасовый комплекс по составу аллювия и его характеру, по свидетельству автора, резко отличен от нижних террас. Суммарная мощность песчаного и песчано-глинистого аллювия достигает местами 30—40 м. Состав аллювиальной толщи для некоторых указывает на длительность и сложность процессов ее формирования. По мнению автора, «...невольно напрашивается сопоставление этой террасы с так называемой комплексной террасой Русской равнины (Белая, Волга, Дон, Днепр), процесс образования которых охватывает большой промежуток времени от самого начала четвертичного периода (или даже с начала плиоцена) до начала рисса».

Третья серия древних высокоцокольных террас с высотой 35—45, 60—70, 110—120, 150—180, возможно, также 200 м имеет местами галечные плащи, реже песчаный элювий. Галечный аллювий претерпел в результате выветривания естественную селекцию, в результате чего все менее стойкие компоненты разрушились. «По своему возрасту перечисленные террасы могут быть, по мнению автора, третичными или (верхние этажи) даже позднемезозойскими (верхний мел — палеоген).

Одна из интересных попыток воссоздания последовательности накопления отложений четвертичной системы, основанная на материалах, относящихся к южной части Восточной Сибири, принадлежит И. В. Арембовскому (1948).

Задавшись целью создать местную стратиграфическую схему для четвертичных отложений Восточной Сибири, автор, однако, ограничился только рассмотрением материалов, относящихся к небольшой территории окрестностей г. Иркутска, хотя и весьма существенных для понимания истории четвертичного периода, однако не охватывающих значительно более богатые и разнообразные материалы этой обширной области. Характерно также отсутствие данных, относящихся к нижней половине четвертичного периода.

Рассмотрев пять опорных разрезов, к числу которых автор относит разрезы, датированные находками ископаемых млекопитающих и главным образом археологическими находками, автор дал их «интерпретацию и локальную корреляцию». Его «предварительная схема подразделения четвертичных отложений Восточной Сибири» выглядит следующим образом.

1. «Доледниковые»: древний аллювий и красновато-бурый покровный суглинок со слоньим трогонтерием и орудиями мустьерской эпохи.

2. Первой или максимальной эпохи оледенения: песчаные глины и галечники со следами гляциодислокаций, моренные глины, зандровые пески, галечники с леммингом, нижний горизонт лёссов, большей частью метаморфизированных, с фауной наземных моллюсков перигляциального облика.

3. Межледниковые: погребенные почвы, большей частью лугового типа с памятниками солотрейской эпохи и «мамонтной» фауной с присутствием сибирского носорога. В Забайкалье дюнные пески.

4. Второй или последней эпохи оледенения: верхний горизонт лёсса, лёссовидных суглинков и супеси с памятниками мадленской и азийской эпох и «мамонтной» фауной без носорога, исчезающей к верхам горизонта. Песчано-галечные отложения аллювия 8-метровых террас верхнего Приангарья, илесто-торфянистые отложения и золотые пески Забайкалья.

5. Последнеледниковые: современные почвы, новейшие аллювиальные и делювиальные отложения, золотые пески и верхний горизонт лёсса Забайкалья.

Важным для понимания стратиграфии южной части Восточной Сибири являются данные, относящиеся к ее северной половине, где, благодаря сочетанию ряда благоприятных обстоятельств, среди которых важнейшими являются наличие моренных отложений, разделенных осадками морских трансгрессий. В последние годы трудами В. Н. Сакса, С. А. Стрелкова и других достигнуты большие успехи в области расчленения осадков четвертичной системы на дробные стратиграфические подразделения.

Проводившиеся после завершения второй мировой войны планомерные геологические съемки, поиски и разведка полезных ископаемых, инженерно-геологические изыскания послужили основой накопления разнообразных и обильных материалов по геологии и истории четвертичного периода и позволили В. Н. Саксу (1953) сделать крупное обобщение для области Советской Арктики, в том числе и для ее восточного сектора.

Автор приходит к заключению, что основные события в четвертичном периоде на севере Евразии развивались в той же последовательности, что и на Русской равнине, в Западной Европе и в Северной Америке. Это заключение согласуется, по его мнению, с одинаковой везде продолжительностью послеледниковой эпохи, одновременностью всюду последнего оледенения и с совпадением количества ледниковых эпох.

В. Н. Саксом доказывалось существование на севере Сибири не менее трех, скорее всего четырех ледниковых комплексов, первый из которых является древнечетвертичным, второй — среднечетвертичным, имевшим максимальное распространение, третий — новочетвертичный или зырянский. Вопрос о самостоятельности четвертого поздне-новочетвертичного или сартанского комплекса, распространение которого известно только в горных областях, остается открытым.

Первый из этих комплексов сформировался до наступления максимального оледенения, второй, получивший название санчуговского, в составе мессовского и казанцевского горизонтов, отвечает межледниковому веку между максимальным и зырянским оледенениями, а третий — каргинский сформировался в послезырянское время.

Ледниковые и морские образования укладываются В. Н. Саксом в схему деления четвертичной системы на четыре отдела, принятую С. А. Яковлевым на карте четвертичных отложений Европейской части СССР, изданной в 1950 г. Схема В. Н. Сакса выглядит в целом таким образом.

Древнечетвертичная эпоха обнимает собой доледниковый век и древнее оледенение, не получившее собственного названия. Среднечетвертичная эпоха начинается межледниковым веком и оканчивается веком максимального оледенения. Новочетвертичная эпоха объединяет два межледниковых и два ледниковых века: первый межледниковый век (санчуговский и казанцевский горизонты), зырянское оледенение, межледниковый и межстадиальный каргинский век и сартанское оледенение или стадия предшествующего оледенения. Четвертая — современная эпоха соответствует времени, прошедшему после отступления сартанских ледников, и в абсолютном выражении составляет восемь — десять тысячелетий.

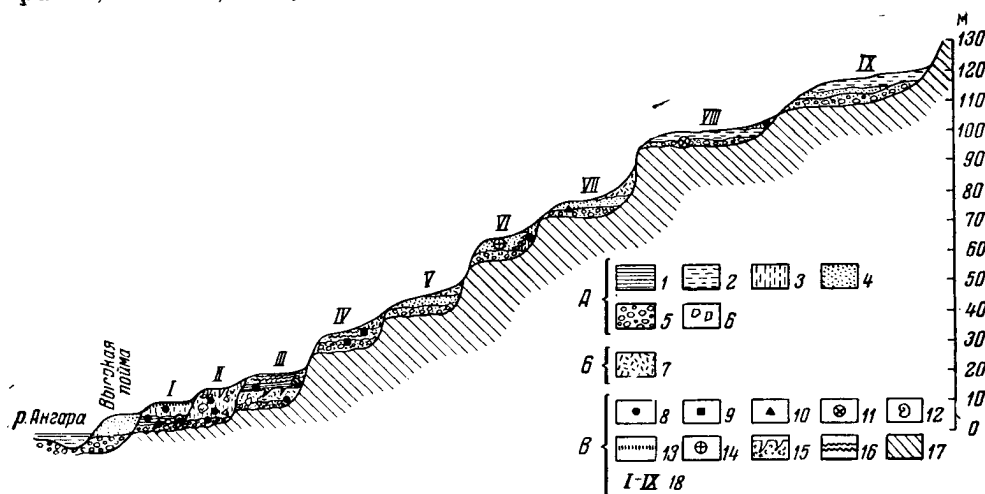
Весьма интересные выводы о стратиграфии четвертичных отложений сделал А. И. Москвитин (1954) из наблюдений, произведенных им в верховьях Ангары, в окрестностях г. Иркутска. Признав ошибочными свои прежние взгляды на природу лёссовидных пород этого района, как эоловых образований, автор полагает, что четвертичные отложения Восточной Сибири почти исключительно представлены двумя генетическими типами: аллювием и делювием, в том числе и заведомо солифлюкционными образованиями.

По мере врезания Ангары в толщу коренных пород на ступенях древних террас, поверх галечных аллювиальных песков откладывался делювий. «Врезание реки соответствовало межледниковьям, отложение делювия — оледенениям. В межледниковьях развивались почвы, сходные в общем с современными». Благодаря наличию ископаемых почв автору удалось стратифицировать эти накопления и сопоставить их с соответствующими им в возрастном отношении образованиями Европейской части Союза.

Внизу наиболее мощного слоя делювия, оказывающегося вторым сверху, по мнению А. И. Москвитина, наблюдается бурая почва большого интерстационала калининского оледенения. Счет шлейфов делювия, почв и порядок террас позволяют довольно уверенно говорить, что лёссовидный делювий этого яруса отложен действительно в этом веке, а бурая почва и здесь сформировалась в верхневолжском интерстационале. Третья надпойменная терраса, перекрытая этим делювием поверх почвы микулинского межледниковья, образовалась, очевидно, в московском веке, а четвертая — в днепровском. На более высоких террасах аллювия почти не осталось; образовавшись в эоплейстоцене, они подверглись многократной деструкции при участии солифлюкции в век каждого из последующих оледенений.

II. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Рассмотрение стратиграфии четвертичных отложений наиболее целесообразно начать с аллювиальных образований, так как именно они чаще всего заключают различные палеонтологические и археологические остатки и благодаря приуроченности к определенным формам рельефа (террасам, поймам) могут быть расчленены с наибольшей достоверностью.



Фиг. 1. Схема террас среднего течения р. Ангара.

А. Аллювиальные отложения: 1 — глины; 2 — суглинки; 3 — лёссовидные суглинки; 4 — пески; 5 — галечники; 6 — глыбы и валуны. Б. Делювиальные отложения; 7 — суглинки и супеси с щебнем. В. Прочие обозначения: 8 — места находок остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса; 9 — места находок остатков млекопитающих хозарского комплекса; 10 — места находок остатков млекопитающих таманского комплекса; 11 — место находки сильно минерализованных остатков млекопитающих третичного облика; 12 — места сборов раковин моллюсков; 13 — культурный горизонт неолита; 14 — место верхнепалеолитической стоянки; 15 — псевдоморфозы ледяных клиньев и вызываемые ими деформации; 16 — следы солифлюкционного смещения; 17 — коренные породы; 18 — I — IX номера надпойменных террас.

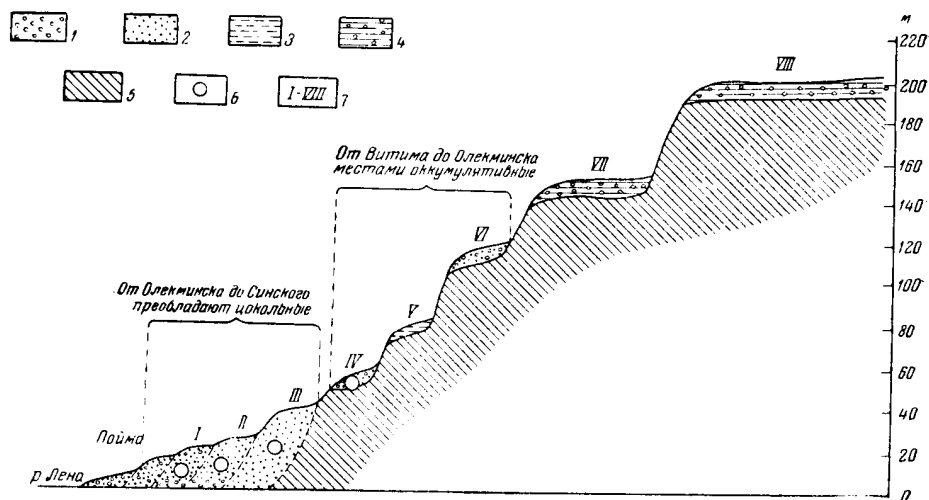
Положение в разрезе других типов четвертичных отложений также удобнее рассматривать соотносительно с речными образованиями. В силу этих обстоятельств, начнем рассмотрение стратиграфического положения террас и их аллювиальных отложений.

С этой точки зрения очень большое значение имеет тот факт, что, кроме одной или двух первых (I и II) надпойменных террас, все остальные террасы имеют цоколи из коренных пород и образовывались, следовательно, в результате последовательных во времени врезаний рек. Такое строение долин (фиг. 1, 2, 3, 4) позволяет считать, что в одном поперечном сечении каждая более высокая надпойменная терраса является более древней по отношению к расположенной на более низких относительных отметках.

Высказанное соображение не является, однако, общепринятым. Ряд исследователей, работавших главным образом в бассейне низовой Ангара и средней Лены, придерживаются взглядов о том, что в новейшей геологической истории юга Средней и Восточной Сибири, наряду с колебательными движениями положительного знака, проявлялись и движения обратного характера. Эти последние обусловили значительно более сложное строение аллювиальных толщ. Г. Ф. Лунгерсгаузен и В. В. Шарковым (1948) указываются случаи, когда они состоят из двух или даже нескольких разновозрастных ярусов, налегающих один на другой, и, вследствие этого, гипсометрическое положение аллювиаль-

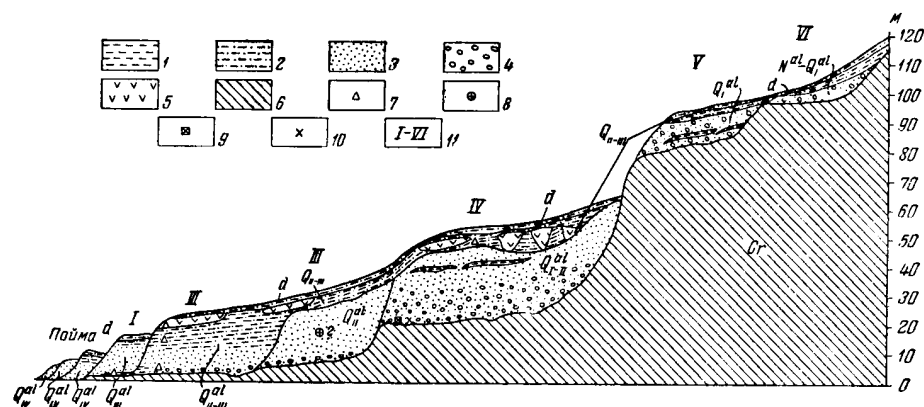
ных образований не может рассматриваться в качестве показателя их относительной древности.

Ввиду того, что затронутый вопрос имеет непосредственное отношение к решению поставленной задачи, остановимся для более подробного рассмотрения.



Фиг. 2. Схема соотношения террас среднего течения р. Лены (по Н. П. Куприной и Н. С. Чеботаревой).

1 — галечник; 2 — песок; 3 — суглинки; 4 — глины; 5 — коренные породы; 6 — находки фауны; 7 — номера надпойменных террас.



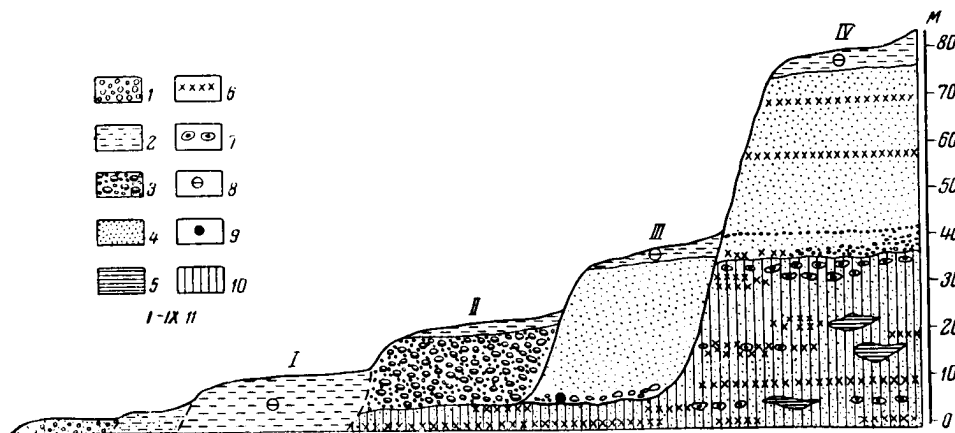
Фиг. 3. Схема соотношения террас в нижнем течении р. Вилюя (по М. Н. Алексееву).

1 — глины; 2 — суглинки, супеси; 3 — пески; 4 — галечники; 5 — лед; 6 — меловые отложения; 7 — находки остатков фауны верхнепалеолитического комплекса; 8 — *Elephas trogontherii*; 9 — *Elephas wuesti*; 10 — *Rhinoceros mercki*; 11 — I—VII номера надпойменных террас.

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1948), обобщая результаты исследований треста Аэрогеология в области низовий Ангары, пришел к заключению, что комплекс средне- и нижнечетвертичных террас Ангары, Чуны, Муры, Чадобца и других крупных речных долин по составу и характеру отложений резко отличны от низких террас. Суммарная мощность песчаного и песчано-глинистого аллювия достигает местами 30—40 м (р. Иркине-

ева, р. Мура, нижнее течение р. Чадобца и Ангары вблизи устья р. Чадобца).

Таким же сложным образованием в долине Муры представляется, по Г. Ф. Лунгерсгаузену, и аллювиальная толща, залегающая на коренном цоколе 20 м «Богучанской» террасы. В глинах, лежащих в цоколе этой террасы, по данным Б. Н. Леонова, выявлен неогеновый спорово-пыльцевой комплекс (из которого упоминается только пыльца *Tsuga*



Фиг. 4. Схема соотношения террас в низовьях р. Алдана (по Н. С. Чеботаревой и И. М. Хоревой).

1 — галечник; 2 — суглинки; 3 — валунник; 4 — пески; 5 — глины; 6 — растительные остатки; 7 — конкреции; 8 — верхнепалеолитический комплекс фауны; 9 — алданский комплекс фауны; 10 — коренные породы; 11 — номера надпойменных террас.

и *Podocarpus*.— Э. Р.). В других местах такая пыльца находится в смешанном состоянии с пылью четвертичных форм.

Терраса высотой 12 м в приустьевой части р. Муры также имеет, по мнению упоминавшегося исследователя, сложное комплексное строение, о чем свидетельствует находка в аллювии остатков длиннорогого быка — *Bison priscus* aff. *longicornis*, наряду с обильной фауной верхнепалеолитического комплекса. Из такого соотношения Г. Ф. Лунгерсгаузен делает вывод о том, что и эта терраса местами несет разновозрастный аллювий.

Работавший в том же 1947 г. в южной части бассейна Ангары В. В. Шарков (1948), занимавшийся геоморфологическими исследованиями и изучением рыхлых образований в среднем течении р. Чуны, также пришел к представлению об имевших место неоднократных врезаниях этой реки, сменяемых периодами выполнения ее долины рыхлыми аллювиальными наносами. В соответствии с этим формирование долины происходило, по его мнению, следующим образом.

1. Перед отложением осадков 45—60—70 и 90—100 м террас р. Чуна значительно углубила свое русло, по крайней мере до подошвы отложений 45 м террасы.

2. Затем река аккумулировала материал до уровня 90 м террасы. При этом река при боковом блуждании врезалась на различной высоте в коренные породы.

3. После этого произошло новое углубление с остановками, образование террасовых поверхностей, находящихся в настоящее время на высоте 60 и 45 м над уровнем реки.

Там, где при боковом блуждании река врезалась в коренные породы, она формировала цокольные террасы. В озеровидных расширениях

она не достигала коренного берега и поэтому вырабатывала поверхность террасы только в аккумулятивных образованиях предшествующего древнего цикла.

Представления В. В. Шаркова были также приняты и изложены С. В. Обручевым (1953).

Таким образом, из краткого обзора можно видеть, что некоторые из исследователей Средней и Восточной Сибири придерживаются сходных взглядов на историю формирования долин. Необходимо, однако, иметь в виду, что все эти работы основаны на материалах исследований, выполненных в первые послевоенные годы. В последующее время они были дополнены многими работами.

Следует заметить, что высказывавшиеся взгляды на сложное многоярусное строение аллювиальных отложений в долинах рек южной части Сибирской платформы, судя по новым и более детальным исследованиям, не подтверждаются. Наличие же локальных понижений подошвы аллювия, не сопровождавшееся наслоением разновозрастных речных образований, не имеет отношения к общей эволюции гидрографической сети.

Поэтому можно вернуться к исходному представлению о том, что каждая более высокая терраса и приуроченный к ней аллювиальный покров являются более древними по отношению к низким террасам и их аллювию. Исключение из этого общего положения, может быть, следует допустить для некоторых окраинных частей рассматриваемой территории, примыкающей к горным складчатым областям и в своем развитии связанных с их более активной и разнообразной тектонической жизнью. Примером таких площадей могут, по-видимому, служить Приверхоянье, узкая зона, примыкающая с севера к Восточному Саяну, и некоторые другие.

Четвертичные отложения составляют верхнюю часть разреза континентального кайнозоя, связанную с более низкими его горизонтами многими общими чертами геологического развития.

Не рассматривая подробно третичные отложения, необходимо отметить, что полученные в последние годы новые данные позволяют, по мнению автора, выделить среди них несколько возрастных горизонтов, которые в основных чертах намечают последовательность накопления образований этой системы.

Древнейшим горизонтом следует считать элювиальные образования древней коры выветривания, в северных районах каолинового, в южных — гидрослюдистого, монтмориллонитового и бейделитового типа.

Следующая толща образована продуктами аллювиального перемыва и переотложения древней коры выветривания или их озерными аналогами. Они охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами тургайского облика.

Выше их лежит горизонт пресноводных известняков и мергелей, который по ископаемой фауне моллюсков наиболее вероятно может быть датирован верхами миоцена.

Более молодыми, или частично одновременными, являются древнейшие образования современной речной сети, выраженные на Ангаре, Нижней Тунгуске, средней Лене в качестве аллювиальных покровов одной или двух наиболее высоких террас. В стратиграфическом разрезе они подстилают также аллювиальные накопления, выполняющие древние долины юга Ангара-Ленского междуречья, стоящие уже на грани с отложениями четвертичного периода. На этих отложениях, как и более древних, еще развита маломощная, но очень характерная красноцветная кора выветривания. По этому горизонту, в значительной мере условно, может быть проведена местная граница неогена и четвертичного периода..

Стратиграфическая схема четвертичных образований южной и восточной части Сибирской платформы

Система Период	Эпоха	Ярус				
			Бассейн Ангара	Бассейн верхнего течения р. Нижней Тунгуски	Долина средней Лены в низовье Алдана	Бассейн Вилюя
Четвертичная (Антропогенная)	Голоцен		Аллювий низкой поймы и русла, современная почва с остатками культуры позднеангарского неолита с гребенчатой керамикой; эоловые бугристые пески и дюны; торфяники и погребенная почва в дюнах с культурным слоем серовского этапа неолита (Чадабская, Нижне-Илимская, и другие стоянки); эоловые, бугристые пески, русловая фация аллювия высокой поймы	Озерно-болотные отложения. Аллювиальные отложения поймы и русла, эоловые бугристые пески и дюны	Озерно-болотные отложения. Аллювиальные отложения поймы и русла с культурным горизонтом неолита в основании современных почв	Озерно-болотные отложения. Аллювиальные отложения русла и поймы; эоловые бугристые пески и дюны на поверхностях I и IV террас, культурный слой неолита в основании современной почвы (стоянка Нельбюкюне)
		Верхний	Аллювиальные отложения I террасы, — в кровле культурный слой эпилеолита (стоянки в устье р. Белой Шишкино и Макарово на Лене) — современный комплекс фауны (но с еще сохранившимися бизоном); в средней и нижней частях аллювия — угнетенная фауна моллюсков, а в подошве <i>Elephas primigenius</i> и <i>Rhinoceros antiquitatis</i> . Верхний горизонт лессовидных супесей Иркутского Приангарья со слоем мадленской культуры. Аллювиальные отложения II (14—17 м) террасы с комплексом мамонтовой фауны (по фторидному методу „Q ₁ “) и флорой, отмечающей остепнение или ландшафт лесотундры; погребенная почва тундрового типа с культурным слоем солотрейских стоянок (Буреть и Мальта); средний горизонт лессовидных суглинков	Аллювиальные отложения I (10—15 м) террасы с комплексом мамонтовой фауны и преобладанием, судя по спорово-пыльцевым спектрам, травянистых растений	Аллювиальные отложения I (18—20 м) террасы Лены с мамонтовой фауной, тайга современного облика. Аллювиальные отложения I (11—15 м) террасы Алдана с комплексом мамонтовой фауны; верхняя часть толщ покровных суглинков	Аллювиальные отложения I (14—18 м) террасы с фацией мамонтового комплекса; одновозрастные с аллювием и более ранние покровные лессовидные образования озерного, делювиально-солифлюкционного происхождения с фауной мамонтового комплекса, с флорой холодной лесостепи
		Средний	Аллювиальные отложения III (20—25 м) террасы с комплексом мамонтовой фауны (в том числе мамонтом раннего типа), мерзлотные деформации в толще аллювия; нижний горизонт лессовидных суглинков, одновозрастный и более ранний, чем аллювий террасы	Аллювиальные отложения II (18—22 м) террасы с комплексом мамонтовой фауны; в ландшафте резкое остепнение. Аллювиальные отложения III (20—30 м) террасы с мамонтом раннего типа и пыльной травянистой растительности в нижнем горизонте, лесной таежной растительности — в верхнем	Аллювиальные отложения II (25—30 м) террасы Лены — ранняя форма <i>Elephas primigenius</i>	Аллювиальные отложения II (20—30 м) террасы с фауной мамонтового комплекса в нижней части аллювия (ранняя форма мамонта) и пыльной холоднотравной лесостепной флорой
		Нижний	Аллювиальные отложения IV (30—35 м) террасы, включающие погребенную почву с <i>Elephas trogontherii</i> и орудия мустьерского облика (местонахождение у с. Коты), в основании аллювия — <i>Egus cf. chosaricus</i> и обломки трубчатых костей, отнесенные по фторидному методу к „Q ₂ “	Аллювиальные отложения IV (50—60 м) террасы; в верхних горизонтах аллювия преобладают пыльные травянистые растения	Аллювиальные отложения III (35—40 м) террасы Лены с костными остатками <i>Bison priscus</i> aff. <i>longicornis</i> . Аллювий II (20—30 м) террасы Алдана	Аллювиальные отложения III. (30—40 м) террасы с <i>Elephas trogontherii</i> (?) и пыльной лесной растительностью в средней части разреза
	Эоплейстоцен	Верхний	Аллювиальные отложения V (40—45 м) террасы; делювиальный шлейф, вклинивающийся в аллювий VI террасы низовий р. Илим; аллювиальные отложения VI (60—65 м) террасы		Аллювиальные отложения IV (50—60 м) террасы Лены; характерна тайга с элементами широколиственных	Аллювиальные отложения IV (45—60 м) террасы с фауной <i>Elephas wastii</i> , <i>Rhinoceros mercki</i> с древесиной крупных деревьев и шишками <i>Picea abies</i> , <i>Zarix dahurica</i> и <i>Picea anadysensis</i> (?); в спорово-пыльцевом спектре преобладает травянистая растительность
		Средний	Аллювиальные отложения VII (70—80 м) террасы с <i>Equus cf. sanmeniensis</i> (по фторидному методу „Q ₁ “) Элювиальные образования красноцветной коры выветривания	Аллювиальные отложения V (70—80 м) террасы с преобладанием устойчивых пород и минералов в галечнике и шлейфе	Аллювиальные отложения V (70—80 м) террасы Лены; аллювиальные отложения 40—50-метровой террасы Алдана, в основании фауна: <i>Elephas cf. meridionalis</i> , <i>Elephas cf. namadicus</i> , <i>Equus cf. sanmeniensis</i> , <i>Trogontherium cf. cuvieri</i> , <i>Aloes latifrons</i> . Аллювиальные образования VI (100—120 м) террасы Лены. Характерна тайга с примесью широколиственных (дуб, вяз, липа). На Алдане аллювий IV (70—80 м) террасы „средняя“ толща разреза Мамонтовой горы	Аллювиальные отложения V (70—80 м) террасы с шишками древних видов <i>Zarix</i> (<i>Tsuga minuta</i>). Аллювиальные отложения VI (90—110 м) террасы с устойчивым к выветриванию составом обломочного материала; boreальная лесная растительность с элементами теплолюбивой третиной флоры
		Нижний	Отложения не выявлены	Отложения не выявлены	Отложения не выявлены	Отложения не выявлены

1. ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижний отдел четвертичной системы, для которого принято название эоплейстоцен, включает в себя образования верхнего плиоцена, переходные слои и весь тот отрезок квартера, который при его четырехчленном делении относится к нижнему плейстоцену.

Наиболее низкие горизонты эоплейстоцена в рассматриваемой области с достаточной четкостью сейчас не установлены, что находится в связи с отсутствием палеонтологически обоснованной границы между неогеном и четвертичным периодом. Поэтому четвертичные отложения рассматриваются, начиная с той аллювиальной толщи, которая заключает остатки наиболее ранних из известных в Восточной Сибири млекопитающих. В принятом объеме нижний отдел четвертичной системы охватывает большой комплекс отложений, который по условиям залегания и характеру захороненных в нем остатков млекопитающих может быть разделен на три более дробные горизонта. Вероятно, по своему таксономическому значению они могут иметь значение ярусов.

Распространение наиболее низкого горизонта, соответствующего хопровским и ергенинским пескам Европейской территории Союза, виллафранку Западной Европы и слоям с ранненихэванской фауной Северного Китая сейчас не доказано.

Два следующих более молодых горизонта охарактеризованы соответственно представителями таманского и тираспольского фаунистических комплексов, остатки которых залегают в аллювии на отдельных террасовых уровнях. На юге Сибирской платформы, где неотектоника в четвертичном периоде отличалась высокой активностью отложения верхнего горизонта эоплейстоцена, распределены по уровням двух террас.

Разрез эоплейстоценовых отложений в бассейне Ангары начинается аллювиальными образованиями 70—80 м (VII надпойменной) террасы. Отложения эти в долинах располагаются на ступени, лежащей непосредственно ниже третичных террас, покров аллювия которых характеризуется обедненным петрографическим составом обломочного материала и шлихо-минералогического спектра и обладает нередко красноцветной окраской. В отличие от этих террас, имеющих в верхнем ярусе долины широкое площадное развитие, VII терраса приурочена уже к более узкой, а местами каньонообразной долине, сформированной последним эрозионным циклом. Такое положение в рельефе рассматриваемых отложений позволяет различать их без особого труда в разных речных долинах ангарской системы.

В типичном случае аллювиальная толща VII террасы выражена равными по мощности осадками русловой и пойменной фаций в виде галечника, связанного песчано-гравийным цементом и покрывающего его су-глинистого или песчанистого материала.

В качестве примера обычного строения толщи приведем разрез шурфа, описанного С. М. Цейтлиным (1951) на Сизовском острове (р. Ангара), северная часть которого соответствует уровню этой террасы:

		Мощность в м
pedQ ₁ ³	1. Почвенно-растительный горизонт	0,2
dQ ₂	2. Глина вязкая темно-коричневого цвета, без включений	0,2
	3. Глина коричнево-красная в верхней части слоя и серая в нижней, с содержанием гальки	0,6
alQ ₁ ²	4. Песок среднезернистый, серовато-коричневого цвета с галькой разнообразного петрографического состава	1,7
alQ ₁ ²	5. Галечник, сцементированный глинистым коричневым, местами ожелезненным охристым песком. Встречаются валуны траппов до 0,3—0,8 м	1,2
P ₁	6. Песчаник тунгусской свиты, в верхней части дезинтегрированный до песка	1,6

Спорово-пыльцевой анализ образцов аллювия террасы, взятых из нескольких разрезов на Сизовском острове, констатировал присутствие сравнительно немногочисленных пыльцевых зерен палеозойского и мезозойского облика, несомненно, находящихся в переотложенном залежании.

В разрезе, подобном приведенному, в аллювии VII (80 м) террасы Ангарты, на окраине с. Кежда, из аллювия были извлечены остатки древней лошади, определенной Э. А. Вангенгейм в качестве *Equus cf. sanmeniensis*¹.

В бассейне верховьев р. Нижн. Тунгуски, судя по наблюдениям В. Ю. Малиновского (1953), синхроничными описанным на Ангаре являясь отложения V террасы, поднимающейся до уровня 60—70 м над уровнем реки. Время накопления этих образований отделено от времени формирования VI (неогеновой) террасы этапом интенсивного врезания реки. К этой же террасе здесь прислонены отложения, несомненно, среднечетвертичного возраста.

Отложения эпохи эоплейстоцена на средней Лене приурочены к аллювию 100—120 м террасы. Они не пользуются широким распространением и встречаются лишь отдельными небольшими участками. Выражены эти отложения песчано-галечниковыми или песчаными отложениями мощностью 5—6 м. Галечники состоят из различных пород, в том числе и мало устойчивых.

Иное строение эта толща имеет у с. Кылах и ниже устья р. Джербы, где нацело до уреза реки сложена песками.

В тяжелой фракции этих отложений, по сравнению с третичными, значительно меньше ильменита, не встречен пироксен, совсем отсутствуют минералы и новообразования коры выветривания.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из отложений 120 м террасы в районе устья р. Джербы, характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород, содержание которых превышает 80%. Среди них господствует сосна (62—86%); кроме того, встречены береза, ольха, ель, лиственница и широколиственные. Последние образуют лишь незначительную примесь и представлены липой, вязом, дубом (фиг. 5).

Значительно ниже по течению Лены одновременными описываемым являются ожелезненные пески и галечники известного в литературе разреза «Кангаласского мыса», в котором они образуют горизонт С.

В цоколе 130 м террасы здесь залегают две нижние пакки «А» и «В» (1928), сложенные песчано-глинистыми озерными и речными частично угленосными отложениями.

Изучавший этот разрез В. А. Вахрамеев (1954) установил, что нижняя толща охарактеризована пылью нижнего мела, а средняя, по данным спорово-пыльцевого анализа, должна быть отнесена к третичному периоду.

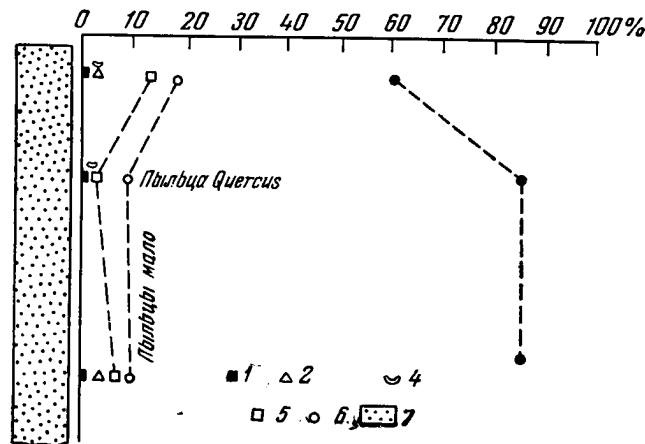
Мощность верхней — аллювиальной толщи горизонта С не превышает 10—12 м.

Анализ образца, взятого на контакте этой толщи с подстилающими ее серыми песками (нижняя часть толщи «С»), выполненный И. З. Котовой, показал следующий состав спорово-пыльцевого спектра:

Состав пыльцы голосеменных (в %) — *Pinaceae* — 3,5, *Pinus* sp. — 4,7, *P. cembra* — 23, *P. silvestris* — 6,5, *P. longifoliaformis* — 1,5, *Abies* sp. — 8,5, *Tsuga* — 6,5, *Cupressaceae* — 3,5; состав пыльцы покрытосеменных — *Betula* — 62,5, *Alnus* — 9,5, *Corylus* — 2,

¹ Ранее эти остатки относились В. И. Громовым к *Equus aff. süssenbornensis* — лошади, которая является европейской разновидностью *E. sanmeniensis*.

Ostrya — 0,5, *Pherocarpa* — 1,5, *Ulmus* — 0,5, *Myricoidites* — 4, *Nyssa* — 0,5, *Ilex* — 11, *Artemisia* — 0,5, *Polygonaceae* — 1,5, неопределенные — 5,5; состав спор — *Polypodiaceae* — 92, *Lycopodium* — 5,5, неопределенные споры — 2,5.



Фиг. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма аллювия VI террасы р. Лены у пос. Джерба (по Р. Е. Гитерман).

1 — пыльца широколиственных пород; 2 — пыльца *Picea*;
3 — пыльца *Pinus*; 4 — пыльца *Larix*; 5 — пыльца *Alnus*;
6 — пыльца *Betula*; 7 — песок.

Из приведенного списка можно сделать вывод о том, что растительность времени отложения начала верхней аллювиальной толщи Кангалаского разреза отличалась значительным разнообразием.

Анализ образцов, взятых из более высоких горизонтов той же толщи «С», выполненный А. Н. Сладковым, показал присутствие смешанных третично-четвертичных спектров, причем число зерен четвертичной пыльцы возрастает вверх по разрезу.

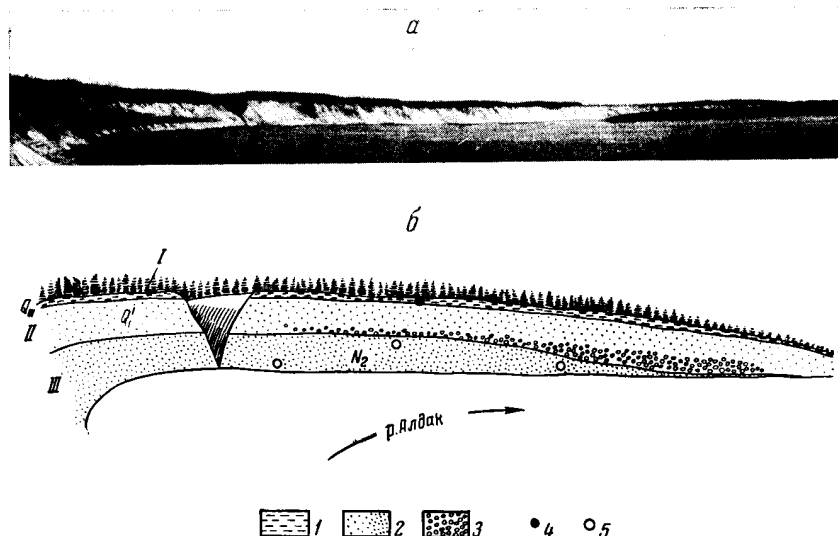
Эти данные послужили А. Н. Сладкову основанием для отнесения аллювиальных ожелезненных отложений к переходным слоям от неогена к четвертичным.

Восточнее, в низовьях р. Алдана, отложения эоплейстоцена распространены довольно широко и включают интересные и важные для понимания их возраста остатки ископаемой фауны. Эти отложения приурочены здесь к 40—50 м террасы, протягивающейся по левобережью этой реки ниже устья р. Танды.

В ее основании выходят пески с прослоями ожелезненной гальки и растительными остатками. Видимая мощность их около 5 м. Эти пески аналогичны третичным отложениям Мамонтовой горы и вообще пользуются в нижней части долины Алдана широким распространением, где нередко образуют доколь более молодых аллювиальных образований (см. фиг. 6). На них лежит маломощный (0,6 м) прослой сильно ожелезненного рыхлого галечника, внешне очень сходного с галечником «средней» толщи Мамонтовой горы, а выше идут слоистые аллювиальные пески, прикрытые толщей покровных образований. В галечнике была найдена кость, принадлежащая *Equus* cf. *sanmeniensis*. Кроме того, у основания обнажения этой террасы были найдены остатки также древних млекопитающих: *Elephas* cf. *namadicus*, *Trogotherium* cf. *cuvieri*.

Наиболее древними отложениями, связанными с деятельностью Вилюя, являются отложения VI террасы, которые могут быть сопоставле-

ны с описанными отложениями Ангарты, Лены и Алдана. Мощность аллювия этой террасы, имеющей высоту 90—100 м над урезом р. Вилюя, достигает 10—15 м.



Фиг. 6. Мамонтова гора. Северо-западная часть обнажения.
Фотография (а) и схема (б) Н. С. Чеботаревой и И. М. Хоревой.

I — верхняя толща; II — средняя толща; III — нижняя толща; 1 — суглинки; 2 — пески; 3 — галечники; 4 — находки остатков фауны; 5 — находки растительных остатков.

В оврагах, прорезающих VI надпойменную террасу, и на бичевнике под ее обрывом, М. Н. Алексеевым (1954) найдены остатки плейстоценовых млекопитающих, которые, по определению И. А. Дубово, принадлежат *Elephas primigenius*, *Rhinoceros* sp., *Bison* sp., *Equus* sp. Кости, вероятно, происходят или из делювиального чехла, перекрывающего древний аллювий, или из овражного аллювия.

По правобережью Вилюя отложения этой древней террасы вскрываются в обнажениях среднего течения р. Чыбыды, в южной части Вилюйской впадины. Здесь VI терраса Вилюя расширяется до нескольких десятков километров и является частью аллювиальной равнины, вытянутой вдоль долины этой реки. Наибольшее значение среди развитых здесь осадков имеют древнеаллювиальные образования, в значительной степени переработанные и видоизмененные последующими процессами. На протяжении длительного отрезка времени на этой территории большое значение имели эоловые процессы, существенно изменившие характер рельефа аллювиальной равнины, приведшие к накоплению дюн и к эоловой шлифовке крупных обломков.

Приведенные ниже данные позволяют с достаточной степенью достоверности провести параллелизацию удаленных друг от друга разрезов и в то же время определить их место в общей стратиграфии четвертичной системы.

Стратиграфическое положение аллювия VII надпойменной террасы Ангарты определяется находкой *in situ* остатков санмынской лошади (*Equus* cf. *sanmeniensis*). Эта лошадь является одной из руководящих форм нихэванского фаунистического комплекса Северного Китая, в общем одновременного таманскому комплексу Европейской части Союза. Ее присутствие дает возможность отнесения заключающих аллювиальных

образований к эоплейстоцену, к слоям, переходным между плиоценом и плейстоценом в традиционном понимании таксономии этой части кайнозоя.

Исследование найденных костных остатков этой лошади фторидным методом подтвердило их относительно древний возраст. Дополнительные соображения на этот счет вытекают из анализа условий нахождения на 80-метровой террасе в приустьевой части р. Тангуя (Покровский, 1955) остатков *Equus caballus*, которые по общему облику и размерам отнесены В. И. Громовым «к верхам нижнего или низам среднего плейстоцена». Эта находка сделана в покровных образованиях и определяет вследствие этого верхнюю возрастную границу накопления аллювия террасы.

В низовьях Алдана одновозрастный горизонт эоплейстоцена охарактеризован «алданской» (по Э. А. Вангенгейм) фауной, некоторые элементы которой имеют южноазиатское происхождение.

В полном согласии с выводами, основанными на ископаемой фауне, находятся данные, полученные при изучении спорово-пыльцевых спектров, указывающих на развитие в это время обедненной плиоценовой растительности, носящей переходный между плиоценом и плейстоценом характер.

Следующая группа более молодых отложений, также относящаяся к эоплейстоцену, или частью стоящая на грани его с плейстоценом, на Ангаре связана с уровнями VI и V надпойменных террас, соответственно возвышающихся на 55—65 и 40—45 м.

Шестая надпойменная терраса высотой 55—65 м в морфологическом отношении в значительной степени отличается от всех более низких террас большей степенью деформации ее поверхности в результате размыва аллювиального покрова или накопления у ее тылового шва делювиального шлейфа. Терраса обладает высоким коренным цоколем и сравнительно маломощным рыхлым покровом. В составе последнего местами наряду с аллювиальными принимают участие также делювиальные или, вернее, делювиально-солифлюкционные образования.

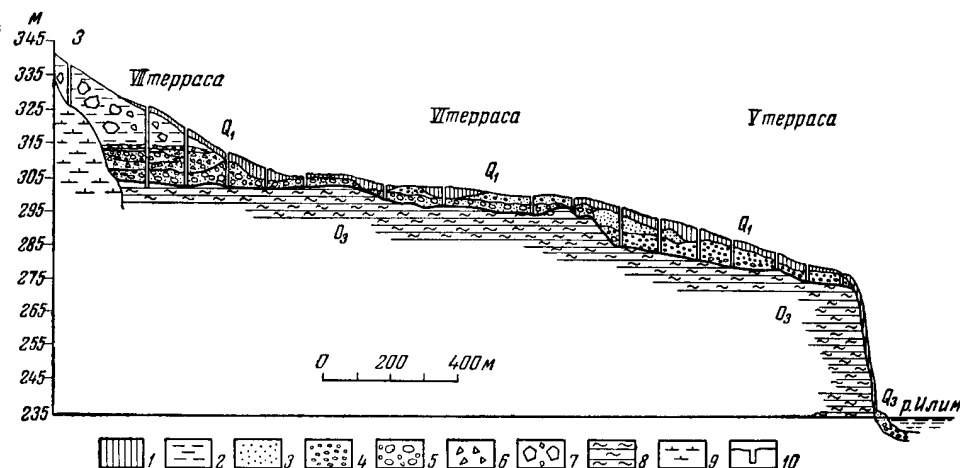
Мощность аллювиальных осадков изменяется в среднем от 2—3 до 5—7 м. Аллювиальный покров, всюду где он сохранился в несмещенном состоянии, представлен галечниками и кроющими их песчано-глинистыми осадками.

С аллювиальными отложениями VI террасы связано лишь несколько фаунистических находок. Одна из них сделана в низовьях Илама близ д. Бубново, где В. П. Алексеева (1950) извлекла из аллювиальных отложений обломки костей, среди которых В. И. Громовым были определены остатки зуба лошади — *Equus caballus*, характеризующегося довольно значительной степенью минерализации.

В делювиальных образованиях, прикрывающих поверхность VI террасы, сделаны более многочисленные сборы остатков фауны.

Так, в шурфах, заданных близ с. Неван на Ангаре, в одном на глубине 1,7, а в другом на глубине 2,2 м в делювиальных буровато-серых глинах были собраны кости млекопитающих, определенные В. И. Громовым. В первом шурфе оказалась пяточная кость и нижний зуб *Bos (Bison)* sp., во втором *Bos (Bison)* sp. и *Equus* sp. со следами обжига и обломок тазовой кости *Elephas* sp. (вероятно, *E. primigenius*). Еще в одном шурфе в этом же месте на глубине 2,0 м также в щебнистых делювиальных глинах обнаружены кость *Bos* sp. со следами погрызов и расколотый рог *Rangifer tarandus* со следами обработки. В. И. Громов предположил наличие здесь верхнепалеолитической стоянки. В том же шурфе, но глубже, в уже несмещенном аллювии найден зуб *Equus caballus*.

Следующая более низкая и молодая надпойменная терраса возвышается над уровнем Ангары и ее притоков в среднем на 40—45 м. Она пользуется развитием главным образом в расширенных четковидных участках речных долин и почти не распространена в их сужениях. Терраса имеет цоколь из коренных пород, на котором лежит толща аллювиальных осадков в 2—6 м. Мощность рыхлого покрова террасы



Фиг. 7. Геологический профиль левого склона долины р. Илим близ Зарубина.

1 — делювиальные щебнистые суглинки; 2 — делювиальные валунные суглинки эоплейстоцена; 3 — аллювиальные пески; 4 — гравий; 5 — галечник; 6 — слоистый переотложенный щебень; 7 — глыбы; 8 — аргиллиты; 9 — траппы; 10 — шурфы; 11 — V—VII надпойменные террасы.

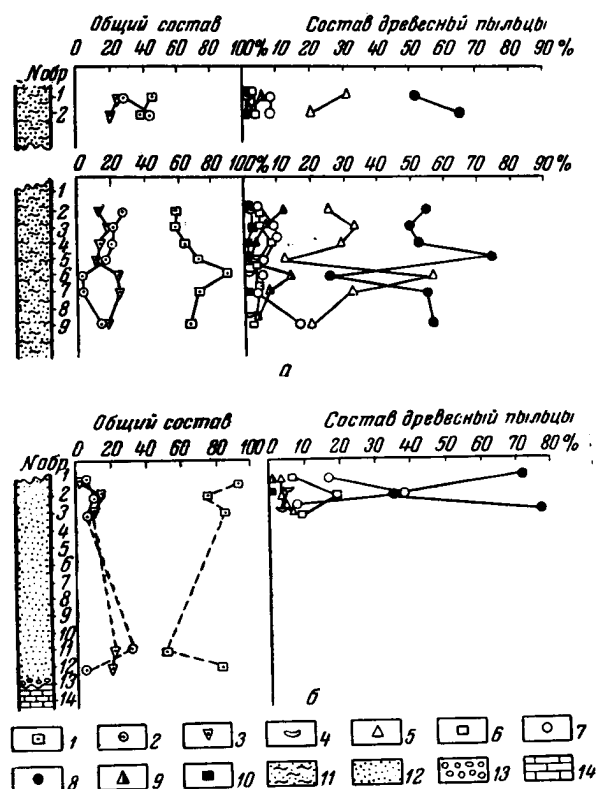
иногда значительно возрастает за счет накопления на ее поверхности, особенно в прибортовых частях, делювиальных, солифлюкционных или эоловых образований. Рыхлый покров террасы мало где хорошо обнажен, и его строение установлено главным образом по наблюдениям в горных выработках. Для примера рассмотрим данные, полученные при расшурфовке террасы в среднем течении р. Илима, против д. Зарубино (фиг. 7). Здесь в низах залегает мелкогалечный и гравийный материал, заключенный в разнотермистом промытом песке; галечник покрывается песком или суглинком. Средняя мощность аллювия равна здесь 5—6 м. Галечник в разрезе существенно преобладает над песками и глинами. Верхний горизонт последних генетически относится к делювию.

Остатки млекопитающих в этих отложениях немногочисленны. Е. М. Щербакова (1954) сообщила о находке в районе с. Верхн. Кежда черепа шерстистого носорога в толще аллювиальных песков с галькой, но коренное его залегание из этой работы остается неясным.

На средней Лене осадки верхнего горизонта эоплейстоцена распространены слабо. Здесь они приурочены к уровням двух террас, имеющих 70—80 и 50—60 м высоты. Аллювиальные отложения первой из них выражены песками и супесями небольшой мощности, обогащенными в нижней части галькой.

Осадки, покрывающие коренной цоколь 50—60-метровой террасы, представлены или песчано-галечными или суглинистыми породами весьма изменчивой мощности. На левобережье Лены, например против пос. Верхний Пеледуй, Н. С. Чеботарева (1954) описала семиметровую толщу серых крупнозернистых существенно кварцевых песков. В основании ее на коренных породах лежит маломощный галечник.

Хорошо развита 60-метровая терраса и у с. Олекминск. Аллювий представлен 10-метровой толщей тонкой желтовато-бурой супеси с прослоем галечника на контакте с коренными породами. При сравнении минералогического состава этих отложений с более древними аллювиальными образованиями обращает на себя внимание присутствие в большом количестве пироксенов и наличие цветной слюды.

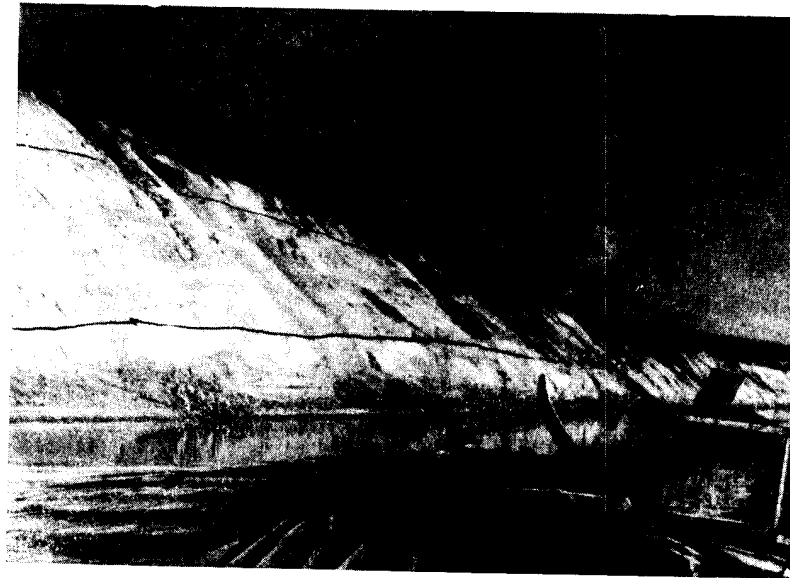


Фиг. 8. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений IV террасы р. Лены у г. Олекминска (а) и устья р. Пеледуй (б). Составила Р. Е. Гитерман.

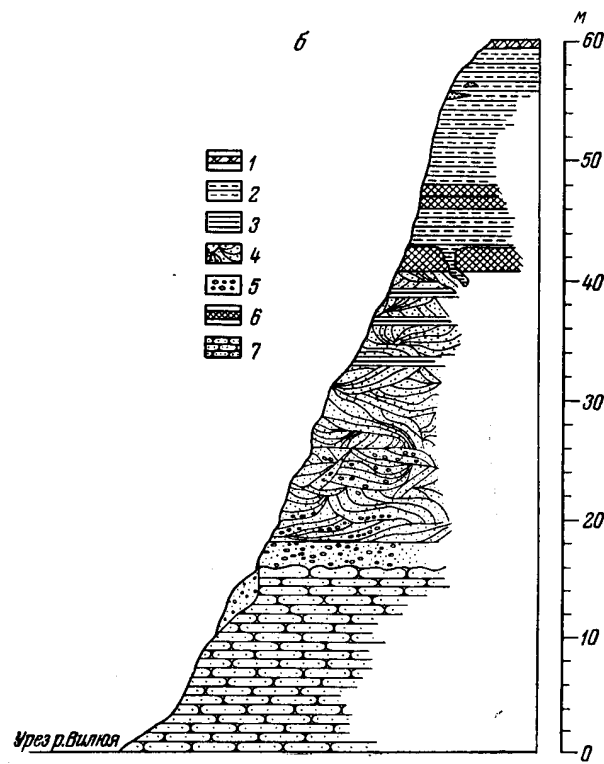
1 — древесная пыльца; 2 — травянистая пыльца; 3 — споры; 4 — *Larix*; 5 — *Picea*; 6 — *Alnus*; 7 — *Betula*; 8 — *Pinus*; 9 — *Abies*; 10 — широколиственные породы (*Tilia*, *Ulmus*, *Auerkus*); 11 — суглинки; 12 — пески; 13 — галечник; 14 — коренные породы.

В разрезе у с. Олекминск в основании галечников в непереотложенном залегании была найдена лучевая кость, принадлежащая, по определению Э. А. Вангенгейм, *Rhinoceros cf. antiquitatis*. Сравнение этой кости с многочисленными остатками шерстистого носорога, происходящими из верхнечетвертичных отложений Сибири, показало некоторые ее отличия и значительно большую степень минерализации.

Спорово-пыльцевой анализ, проведенный из отложений 50-метровой террасы у с. Олекминск и устья р. Пеледуй (фиг. 8), показал преобладание древесной пыльцы. В ее составе господствуют сосна (20—80%) и ель (до 55%), в значительном количестве отмечается пихта (до 20%). Помимо этих обычных форм, большой интерес вызывает присутствие во всех проанализированных образцах зерен широколиственных пород: вяза и липы.



a



Фиг. 9. Обнажение IV террасы на левом берегу р. Вилуя в 8 км ниже устья г. Чыбыды; *a* — фотография; *б* — схема. Составил М. Н. Алексеев.

1 — растительный слой; 2 — перемежаемость суглинков и супесей; 3 — глина; 4 — песок косослоистый; 5 — галечник; 6 — торф; 7 — песок и рыхлый песчаник верхнего мела.

Принимая во внимание большую продуктивность и хорошую летучесть пыльцы сосны, можно думать, что ее роль в составе растительности времени накопления аллювия не была столь значительной. Господствующим типом растительности являлась темнохвойная тайга, состоящая из ели и пихты с небольшой примесью широколиственных. На песчаных пространствах, возможно, преобладала сосна.

Приведенные данные об ископаемой флоре и фауне позволяют отнести рассматриваемую толщу в долине Лены к верхам эоплейстоцена.

Довольно широко эоплейстоценовые отложения развиты и в среднем течении Вилюя и его низовьях. Здесь они нередко перекрыты чехлом покровных суглинков и супесей. Эти отложения привязаны к V и VI террасам и имеют мощность до 20 м.

Аллювий IV террасы (высотой 45—60 м), как отмечает М. Н. Алексеев (1954), представлен косослоистыми песками и галечниками, окрашенными красно-бурыми окислами железа. Последние нередко цементируют породы до состояния рыхлых песчаников и конгломератов. Подчиненное значение имеют серые глины и выклинивающиеся прослои древесных, также ожелезненных остатков.

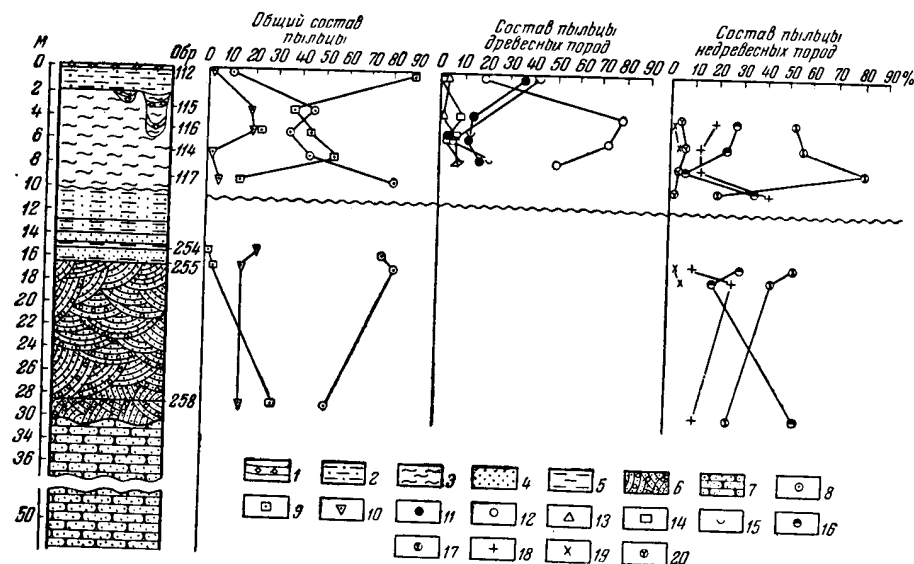
В качестве типичного М. Н. Алексеев приводит описание обнажения, расположенного на левом берегу р. Вилюя в 8—10 км ниже устья р. Чыбыды. Здесь им наблюдался следующий разрез (фиг. 9):

		Мощность, м
	1. Растительный слой	0,1
dQ ₃	2. Суглинок серый с ржавыми и желтыми выцветами. В верхней части суглинок сильно известковистый, пронизан корнями растений	1,3
l+dQ ₂	3. Переменяемость озерных тонкослоистых суглинков со следами мерзлотных нарушений и лёссовидных суглинков и супесей	10,0
l+dQ ₂	4. Гиттия, книзу переходящая в темно-коричневый плотный торф, в средней части которого заключен слой серой глины	2,0
	5. Серые плотные глины, книзу переходящие в типичные слоистые ржавого и серого цвета озерные суглинки	3,5
	6. Торф темно-коричневый плотный, сильно смятый мерзлотными дислокациями, местами разорванный ледяными клиньями. По клиньям внедряются суглинки вышележащего сл. 5	2,0
al Q ³	7. Песок серый, в основном кварцевый, мелкозернистый, местами глинистый, косослоистый. Книзу количество глинистого материала увеличивается	15,0
	8. Песок серый с ржавыми прослойками, косослоистый, разнотернистый с галькой и ржавыми косыми тонкими прослойками растительного детрита и выклинивающимися прослоями плавника, покрытого ржавым налетом	8,0
al Q ₁	9. Песок с гравием, галькой и мелкими валунами. В составе галечника преобладает кварц и кремний, присутствуют песчаник, кварцит, траппы и гранитоиды. В составе тяжелой фракции преобладает ильменит — 47,3%, пироксен составляет 28,2%, гранат — 23,5%, амфибол — 1%, эпидот и сфен присутствуют в виде единичных знаков	2,0
Cr ₂	10. Пески и рыхлые песчаники — цоколь террасы	

Из отложений IV надпойменной террасы Вилюя происходят зубы *Rhinoceros mercki* и обломки зуба *Elephas wüsti* (Дуброво, 1957), найденные на уступе IV надпойменной террасы в осыпавшихся ожелезненных песках и галечниках. Значительная высота, на которой обнаружены кости, как справедливо полагает М. Н. Алексеев, полностью исключает принос их рекой. В скоплениях растительного мусора в основании аллювия этой террасы найдены многочисленные шишки, среди которых, по предварительным определениям М. Н. Караваева, присутствуют *Picea obovata*, *Larix dahurica* Turcz и шишки, напоминающие *Picea anadyrensis* Kryscht.

Отложения описываемой террасы на р. Вилу были подвергнуты спорово-пыльцевому анализу. По данным Р. Е. Гитерман (1957), в спектре преобладает пыльца недревесных растений. Зерна древесной растительности составляют 10—30% общего состава пыльцы (фиг. 10).

Сочетание в одном разрезе шишек хвойных и преобладание в спорово-пыльцевых спектрах недревесной растительности указывают на сочетание в ландшафте безлесных пространств с хвойными лесами. Вероятно, лишенные лесов пространства занимали речные долины, а междуречья были покрыты лесами.



Фиг. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма покровных и аллювиальных отложений IV надпойменной террасы на левом берегу р. Вилу в районе устья р. Тыалычныхы. Составила Р. Е. Гитерман.

1 — растительный слой; 2 — суглинки; 3 — лед; 4 — пески; 5 — глины; 6 — косослоистые пески и галечники; 7 — песчаники цоколя террасы; 8 — сумма травянистой пыльцы; 9 — сумма древесной пыльцы; 10 — сумма спор; 11 — сосна; 12 — береза; 13 — ель; 14 — ольха; 15 — лиственница; 16 — злаки; 17 — разнотравье; 18 — полынь; 19 — лебедовые; 20 — вересковые.

Для понимания стратиграфического положения рассматриваемых отложений важное значение имеют условия их залегания в долинах. Они приурочены в террасовом комплексе к уровням, располагающимся ниже эоплейстоценовых террас, охарактеризованных таманским (нихэванским) фаунистическим комплексом и выше террас, аллювий которых несет остатки хозарской фауны (см. фиг. 1, 2, 3). Такое соотношение дает право относить их к промежуточным образованиям и датировать верхним эоплейстоценом. Известные фаунистические данные подтверждают такое заключение. Так руководящие представители тираспольского комплекса — *Elephas wüsti* и *Rhinoceros mercki* дают прямую возможность относить эти отложения из долины р. Вилу и соответствующие им отложения других территорий к переходным слоям между эоплейстоценом и плейстоценом. Часть зуба *Elephas wüsti* была подвергнута химическому анализу для установления соотношения фтора и окиси фосфора. Полученное значение, равное 0,21 (по шкале В. В. Даниловой), соответствует переходу от нижнего плейстоцена к среднему, т. е. верхам эоплейстоцена принятой автором схемы. Не противоречат этому и находки костей *Equus*

caballus со значительной минерализацией на Илиме и найденные в делювиальном покрове остатки богатой верхнепалеолитической фауны и следы верхнепалеолитической культуры.

2. ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижний плейстоцен

Отложения, относимые к плейстоцену, развиты шире, и для их датировки имеется значительно больше фактических данных, чем для осадков эоплейстоцена. Отложения эти четко делятся на три горизонта: нижний, средний и верхний, хорошо прослеживаемые в разных речных системах.

К нижнему горизонту в ангарском бассейне относятся аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы, а на Лене и Вилке — третьей.

Четвертая надпойменная терраса бассейна Ангары возвышается над рекой на 30—35 м и принадлежит к числу хорошо развитых и четко выраженных в долинах террас. Ее аллювиальные отложения залегают на цоколе из коренных пород и имеют обычное в бассейне Ангары двучленное строение, соответствующее делению на русловую (выраженную галечниками) и пойменную (представленную суглинками или песками) фации. Следует, впрочем, отметить, что галечные отложения часто не имеют сплошного развития, а сконцентрированы в отдельных линзах.

Интересные в стратиграфическом отношении находки в аллювиальных образованиях были сделаны в пределах рассматриваемой области в двух пунктах: в среднем течении р. Куды — правобережного притока Ангары, впадающего в нее несколько ниже Иркутска, и в среднем течении Ангары, в окрестностях с. Воробьево.

В первом из упомянутых пунктов в 1934 г. Н. И. Соколов и Н. В. Тюменцев (1949) на окраине с. Коты обнаружили остеологические остатки и палеолитические орудия. Они приводят такой разрез рыхлой толщи:

1. Современный почвенный горизонт.
2. Желто-бурый лёссовидный суглинок.
3. Красно-бурый лёссовидный суглинок.
4. Темно-бурый желтый суглинок.
5. Песок.

Находки фауны и палеолита приурочены, как сообщают названные исследователи, к горизонту погребенной почвы, залегающей в верхней части слоя красно-бурого суглинка на глубине 1,75 м. Среди остатков фауны оказался зуб слона — трогонтерия — *Elephas trogontherii* (определенного по экстампажу В. И. Громова) и мелкие кости грызуна, систематическое название которого не было установлено. Здесь же собрано и несколько кремневых орудий палеолитического облика, близких по типу к раннему мустье.

При посещении района с. Коты автору не удалось увидеть описанный Н. И. Соколовым и Н. В. Тюменцевым разрез, но в другом котловане, расположенном вблизи котлована, в котором были найдены остатки фауны и палеолита, вскрыт несколько другой характер аллювиальных и покровных образований 30-метровой террасы. Они выражены следующими горизонтами (фиг. 11, 12):

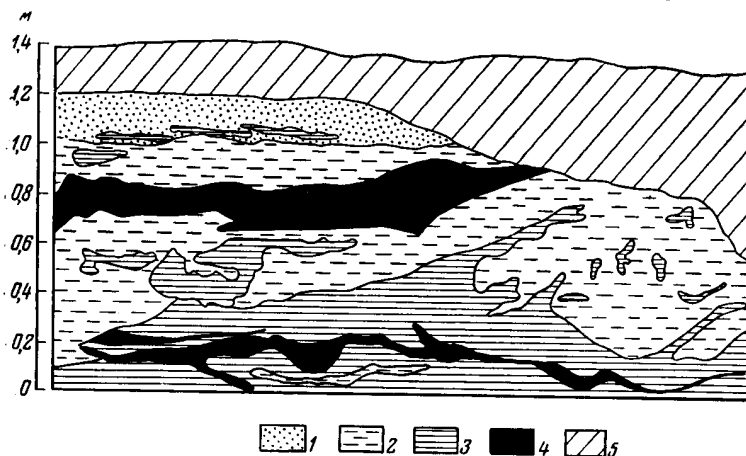
Мощность в м

- | | | |
|------------------|--|-------|
| d Q ₂ | 1. Горизонт черноземной почвы | 0,3 |
| | 2. Песок тонко- и мелкозернистый, глинистый, серовато-желтого цвета, неправильно переплетающийся с суглинком палево-серого цвета, пористым лёссовидным. С середины слоя чередование этих пород упорядочивается и становится ясным их горизонтальное залегание и тонкое переслаивание | 11,95 |

- al Q₂¹ 3. Суглинок грубый (почти супесь) коричневатого-желтого цвета, включающий прослой желто-серого, слабглинистого мелкозернистого песка или более светлого тонкого суглинка. Согласно слоистости, залегает слой суглинка почти черного, расщепляющегося на более тонкие прослой.
- В другой части котлована можно видеть интенсивные нарушения в залегании слоев, внедрения их друг в друга гнездами и карманами.



Фиг. 11. Разрез верхней части аллювия IV террасы р. Куды в котловане овощехранилища близ палеолитического местонахождения у с. Коты.



Фиг. 12. Мерзлотные деформации слоев аллювия в нижней части разреза аллювия IV террасы р. Куды в котловане овощехранилища у с. Коты

1 — песок; 2 — суглинок; 3 — глина; 4 — черный гумусный суглинок; 5 — оплывшая часть разреза.

Культурный слой, отмечавшийся в котловане, описанном Соколовым и Тюменцевым, здесь не прослежен. Однако геологический разрез вряд ли может быть существенно иным.

Следует считать, что кроме слоя 2, порода которого должна считаться делювиальным образованием, остальная часть отложений, вскрытых карьером, относится к осадкам аллювиального генезиса. Большой интерес представляют нарушения слоистости в верхней части слоя 2. Их характер позволяет считать, что здесь имело место солифлюкционное смещение грунта. Сложные и неправильные дислокации в нижней части слоя 3, местами отмечавшиеся в юго-западной части котлована, должны интерпретироваться так же, как результат мерзлотных процессов (фиг. 12).

Второй из разрезов, охарактеризованных фауной, наблюдался в шурфе, заложенном С. М. Цейтлиным (1951) на левом берегу Ангара в 4,5 км выше с. Воробьево. Здесь описана 3,5 м толща, представленная песком, подстилаемым слоем галечника.

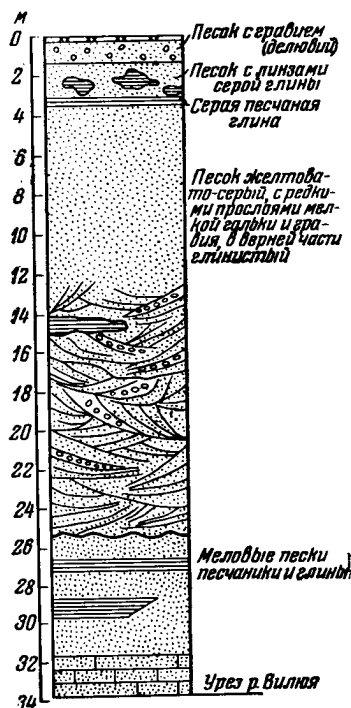
С глубины 2,9 м из песка, лежащего в непереотложенном состоянии, извлечена метакарпальная кость, принадлежащая очень крупной лошади. Промеры позволили Э. А. Вангейгейм дать заключение о возможной принадлежности ее к форме *Equus cf. chosaricus*.

Менее показательные в стратиграфическом смысле палеонтологические находки были сделаны на Ангаре в ее низовьях и в среднем течении р. Ии.

На Ангаре остатки, принадлежащие *Elephas* sp., обнаружены в ее низовьях, в 2 км выше с. Рыбное на 30-метровой террасе. Во втором случае находка сделана на террасе, имеющей высоту 25 м, в 1,5 км выше устья р. Тангуя. Здесь Г. М. Покровским (1954) был задан шурф, который вскрыл сначала песок, а ниже, в интервале от 10,5 до 13,5 м, галечник. В его подошве были найдены остатки *Equus caballus*.

Некоторое представление о характере растительности, синхронной аллювию террасы, можно составить по данным спорово-пыльцевого анализа. В шурфе, расположенном на поверхности 34 м террасы р. Ии к северо-востоку от д. Красный Бор, была отобрана серия образцов. В большинстве образцов обнаружено небольшое количество спор. В образце с глубины 2,9—3,0 м выявлен спектр: *Licopodium* (1 зерно), *Polypodium* (1 зер.), *Piceae* (1 зер.), *Pinus* (подрод *Haploxylon*) (1 зер.), *Pinus* (подрод *Diploxylon*) (19 зер.), *Betula* (1 зер.), *Ronunculaceae* (1 зер.), *Chenopodiaceae* (2 зер.), *Onograceae* (2 зер.), *Compositae* (8 зер.).

Переходя к характеристике нижнего яруса плейстоцена в рассматриваемой части ленской долины, можно отметить, что здесь он связан с аллювием 35—40 м (III надпойменной) террасы. Она широко развита и ясно выражена в рельефе на участке от с. Покровского до устья р. Алдана, где и носит название «Бесяхинской»; выше по течению эта терраса распространена небольшими участками. Аллювиальный покров ее сложен супесями и песками небольшой мощности. Возраст этих отложений определяется на основании находки остатков, определенных В. И. Громовым в качестве *Bison priscus aff. longicornis* (Чернышков и Можаяев, 1952).



Фиг. 13. Разрез отложений III надпойменной террасы на правом берегу р. Вил'я в 21 км выше устья р. Тюкян.

На Вилуе одновозрастными описанным следует считать речные отложения, налегающие на коренной цоколь III (30—40 м) надпойменной (по М. Н. Алексееву) террасы. Характерной особенностью ее аллювия является сравнительно тонкий механический состав осадков.

В нижнем течении р. Вилуя на правом его берегу, в 21 км выше устья р. Тюкян, М. Н. Алексеевым (1954) был записан следующий разрез аллювиальных отложений III надпойменной террасы (фиг. 13):

		Мощность в м
Ped Q ₃	1. Растительный слой	0,1
d Q ₂	2. Песок серый тонкозернистый кварцевый	0,1
Ped Q ₂	3. Почва погребенная	0,2
d Q ₂	4. Песок серый и желтый разнотернистый с беспорядочно рас- сеянным гравием и обломками каменного угля	0,1
al Q ₂ ¹	5. Песок желтый мелкозернистый, слабоглинистый с редкой галькой. В песке неправильными участками, линзами и про- слоями залегают серые песчаные глины с угольками и темными углистыми примазками. В основании слоя просле- живается выдержанный слой песчаной глины	2,0
	6. Песок серый и светло-желтый, в верхней части горизонталь- нослоистый и более глинистый. В средней и нижней части наблюдается косое переслаивание песчаных прослоев и про- слоев, обогащенных гравием и мелкой галькой	21,0
Сг	7. Глины темные песчаные и светлосерые песчаники — цоколь террасы.	

Время образования отложений III надпойменной террасы р. Вилуя устанавливается М. Н. Алексеевым на основании прислонения к ней более низкой II надпойменной террасы, возраст которой достаточно точно определяется как конец среднего и начало верхнего плейстоцена.

Таким образом, отложения рассматриваемого возрастного горизонта отчетливо прослеживаются на большей части Сибирской платформы. Его стратиграфическое положение определяется характером остатков фауны млекопитающих, относящейся к хозарскому комплексу, и положением в долинах между террасами верхнего эоплейстоцена и среднего плейстоцена. Все это довольно точно позволяет относить время формирования аллювиальных отложений IV террасы Ангара, III террасы Лены и Вилуя к началу плейстоцена, к веку, непосредственно предшествующему первому — максимальному или самаровскому оледенению Сибири.

Средний плейстоцен

Следующий более молодой ярус плейстоценовых отложений существенно отличается от рассмотренных выше образований эоплейстоцена и даже от нижнего яруса плейстоцена. Отложения, образующие этот горизонт, накапливались в условиях резко худшего климата, наложившего отпечаток на характер литогенеза, на состав и экологию растительности, беспозвоночных и млекопитающих животных.

В долине Ангара и всех ее более или менее крупных притоков рассматриваемые осадки принадлежат к III надпойменной террасе. В бассейнах Вилуя и Лены ей соответствуют отложения II террасы. Эти отложения сравнительно богато охарактеризованы органическими остатками. В ряде мест из них извлечены остатки млекопитающих, иногда совместно с орудиями охоты и предметами искусства палеолитического или неолитического облика. В некоторых местах эти отложения содержат остатки беспозвоночных животных (моллюсков), а взятые пробы служили объектом спорово-пыльцевых анализов.

Рассмотрим несколько разрезов рыхлой толщи террасы, имеющих отношение к разрушению поставленной задачи — определению ее геологического возраста.

В верховьях Ангарты, на левом берегу, против с. Буреть, в карьере, где производится выемка галечника, на юго-восточной стенке можно наблюдать такой разрез (фиг. 14, 15):

		Мощность в м
Ped Q ₃ d Q ₂	1. Черноземная почва	0,4
	2. Суглинок лёссовидный палево-серого цвета, в верхней части с карбонатными стяжениями	0,7
	3. Суглинок красновато- или серовато-бурого цвета лёссовидного облика, но слоистый. Суглинок интенсивно смят и деформирован в мелкие неправильные, иногда запрокинутые складки	1,0
al Q ₂ ²	4. Песок рыхлый, промытый, глинистый, косослоистый, насыщенный по плоскостям слоистости мелкой галькой и гравием	1,1
	5. Галечник разнообразных размеров, состава и степени окатанности, сцементированный рыхлым промытым разнозернистым песком. Дифференциация обломочного материала по крупности создает четкую слоистость. На глубине 2 м от кровли слоя лежит прослой некрупного валунника мощностью до 0,5 м. В галечнике лежат косо расположенные и тонкослоистые линзы промытого тонкого песка	5,6
См ₂	6. Известняк.	

В верхней части слоя галечника виден ледяной клин, внедряющийся вниз на 2,5—2,8 м и рвущий большую линзу песка. Вышележащий слой песка прикрывает основание клина и не прорывается им.

Таким образом, особенностью этого разреза является наличие следов неоднократно повторяющихся мерзлотно-солифлюкционных процессов. Более ранний их этап может быть установлен по наличию ледяных клиньев в нижней части аллювиального разреза, а более поздний — документируется криотурбациями верхних аллювиальных суглинков.

Недалеко от описанного карьера, в низовьях р. Белой, другой интересный разрез наблюдался в карьере на левом берегу этой реки у Шамотного завода.

При его экскавации часто вынимались кости млекопитающих. Часть их удалось собрать и, как об этом свидетельствует Э. А. Вангейгейм, они оказались принадлежащими нескольким особям *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*, *Bos (Bison) sp.*, *Rangifer tarandus*.

Недалеко от этого места, на правом берегу Ангарты, в окрестностях с. Нижн. Буреть на сниженной до 13—14 м поверхности III (18—20 м) надпойменной террасы А. П. Окладниковым (1940) была открыта палеолитическая стоянка. Терраса несет обычный аллювиальный покров, выраженный в верхней части суглинками, а в нижнем — песками с галькой, лежащими на цоколе из известняков.

Культурного слоя, как это установлено раскопками А. П. Окладникова, а позднее И. В. Арембовского (1948), в общепринятом смысле здесь нет. Палеолитические орудия располагаются по склону террасы от ее подножья, т. е. от уровня I террасы и вплоть до бровки. Наибольшая глубина горизонта с культурными остатками палеолитического облика не превышает 1,5 м в самых высоких по склону шурфах. А. П. Окладников полагает, что древние поселения располагались соответственно рельефу на пологом склоне террасы и что частичное смывание культурного слоя поверхностными водами происходило еще задолго до образования современного дернового покрова.

При раскопках у с. Нижн. Буреть найдена богатая фауна млекопитающих. В списке, приведенном И. В. Арембовским (1952), значатся: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus* Fisch., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Rangifer tarandus* L., *Equus (Equus) sp.*, *Equus (Asinus) hemionus* Pall., *Vulpes lagopus* L. и ближе не определенные остатки Muridae.

Важное значение для определения возраста III надпойменной террасы имеет приуроченность к ее рыхлому покрову известной и хорошо изученной Мальтинской палеолитической стоянки, расположенной в низовьях р. Белой у одноименного села. Культурные остатки этой стоянки обнаружены в делювиальном шлейфе, покрывающем поверхность террасы, и связаны, как указывает В. И. Громов (1948), с погребенной почвой, разделяющей эти делювиальные образования.



Фиг. 14. Разрез аллювиальной толщи III террасы Ангары. В средней части — ледяной клин. Карьер на левом берегу реки против с. Буреть.

По мнению А. И. Москвитина (1951), также обследовавшего район стоянки, погребенная почва отличается сильным и высоким горизонтом обизвесткования, может быть, вторичного происхождения, указывающим, по видимому, на тундровые — засушливые условия времени конца формирования почвы.

Верхние 1—2 м галечника террасы, по сообщению А. И. Москвитина, смяты в крутые складки и пронизаны метаморфозами ледяных клиньев.

Определение огромного количества костных остатков, собранных при раскопках Мальтинской стоянки, показало, что большинство из них принадлежит северному оленю (*Rangifer tarandus*), песцу (*Vulpes lagopus*) и носорогу (*Rhinoceros antiquitatis*). Остальные животные — снежный баран (*Ovis nivicola*), короткорогий бык (*Bison priscus*), росомаха (*Gulo gulo*), мамонт (*Elephas primigenius*), пещерный лев (*Felis spelaea*), волк (*Canis lupus*) и лошадь *Equus (Equus)* sp. немногочисленны.

Предметы культуры, встреченные в стоянке вместе с остатками фауны, относятся большинством археологов к солотре.

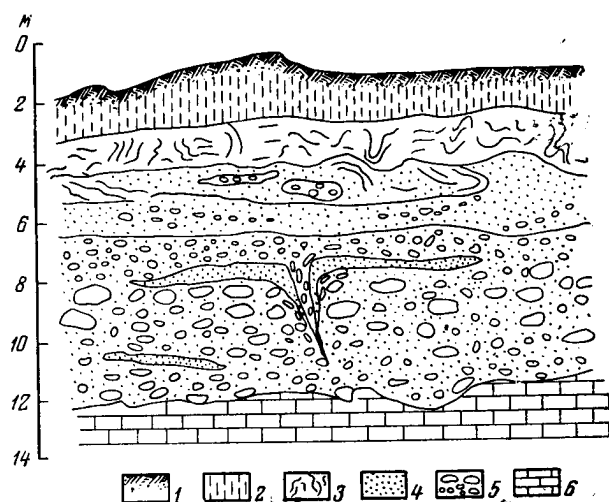
Новая палеолитическая стоянка была обнаружена А. П. Окладниковым при полевых исследованиях летом 1955 г. в среднем течении Ангары, близ пос. Заярск. С геологическими условиями этого местонахождения автору удалось ознакомиться, отыскав его по указанию этого исследователя.

Культурный горизонт связан здесь с рыхлой толщей, залегающей на 22—24 м террасе. Строение этой террасы хорошо вскрывается на протяжении километра благодаря тому, что полотно железной дороги спускается с ее поверхности на уровень поймы Ангары.

В 0,03 км восточнее 371 километрового столба можно видеть полный разрез аллювия и покровных образований террасы.

		Мощность в м
	1. Почвенный горизонт	0,5
dQ ₂	2. Супесь палево-серого цвета, однородная, пористая, держит вертикальный откос. Постепенно или участками по резкой границе она налегает на следующий слой	1,2
	3. Супесь красно-бурая, переслаивающаяся с глинистым тонкозернистым песком более светлой и серой окраски. В нижней части появляется гравий и галька, а в верхней — встречаются редкие мелкие раковины моллюсков	2,5
al Q ₂	4. Галечник разнообразного петрографического состава и размеров, заключающий серовато-бурый гравелистый слабоглинистый песок	5,0
Q ₃	5. Песчаник темного красно-бурого цвета тонкослонистый, группируется в пачки 0,5—1,0 м — цоколь террасы, прослеживающийся до уреза реки	

На протяжении первых трехсот метров от 272-километрового столба в осыпи слоев 2 и 3 собраны редкие кремневые или кварцевые отщепы,



Фиг. 15. Схема строения аллювия III террасы Ангары у с. Буреть.

1 — черноземная почва; 2 — лёссовидный суглинок; 3 — лёссовидный суглинок, интенсивно смятый мерзлотными процессами; 4 — песок; 5 — галечник; 6 — коренные породы.

изредка обработанные орудия и мелкие кости. Положение культурного слоя в разрезе осталось неопределенным. Судя по аналогии с другими стоянками Восточной Сибири, они должны помещаться в слое 2, представляющем собой делювиальный горизонт.

В весьма похожем по последовательности слоев и по их мощности обнажении, наблюдающемся на левом берегу Ангары несколько ниже с. Воробьево, в верхней части разреза и на осыпи, были собраны кости: часть челюсти с зубом, большая берцовая кость и шейный позвонок *Elephas primigenius* (ранняя форма) и часть челюсти с зубами *Rangifer tarandus*. Несколько ниже по реке, в 0,3 км ниже с. Банышиково на той же террасе в небольшой яме (в коренном залегании) вынута часть конечности *Bos (Bison)* sp.

Другой характер аллювиальной толщи наблюдался в приустьевой части Илимма. На его правом берегу в 0,3 км ниже Симахинского порога описано такое обнажение:

		Мощность в м
Ped Q ₃	1. Почвенный горизонт (подзол); местами от его нижней части обособляется отдельный горизонт, имеющий характер погребенной почвы	0,4

d Q ₂	2. Песок мелкозернистый однородный, темно-желтого цвета, сильно глинистый, включает линзы мелкого гравия . . .	1,9
al Q ₁ ²	3. Песок мелкозернистый, однородный, глинистый, желтовато-серого цвета, тонкопереслаивающийся с супесью зеленовато-серого цвета. Слоистость подчеркивается окраской и способностью породы делиться на тонкие отдельности. Обогащаясь суглинистым материалом и приобретая зеленоватую окраску, слой постепенно переходит в следующий . . .	1,9
al Q ₂ ²	4. Тонкое переслаивание суглинка табачно-зеленой окраски с супесью охристо-бурого цвета . . .	1,1
Q ₃	5. Песок мелкозернистый глинистый, красновато-желтого цвета . . .	6,8
	6. Галечник, заключенный в разнозернистом песке . . .	1,3
	7. Аргиллит красно-бурого цвета. Прослеживается до уреза реки.	

В основании слоя 6 также на осыпи собраны остатки бедренной кости крупного млекопитающего, которого В. И. Громов определил как *Rhinoceros antiquitatis*, из слоя 4 на глубине 3,6 м вынуты сильно разрушенные остатки, принадлежащие скорее всего *Elephas primigenius*. Несколько ниже по реке, в том же слое 4, также в коренном залегании найдена фаланга оленя — *Cervus* sp. На осыпи обнажения обнаружено несколько кремневых отщепов и орудий неолитического облика, происходящих, по-видимому, из горизонта погребенной почвы.

Многочисленные остатки млекопитающих были обнаружены Е. И. Сахаровой на правом берегу Ангары в 4,5 км выше устья р. Уды. Кости их обнаружены в овраге, врезанном в несколько сниженную до 16 м III террасу, и, хотя они найдены не в залегании *in situ*, их происхождение из аллювиальных отложений этой террасы не вызывает сомнения. Здесь найдены: обломок черепа и шейный позвонок *Bison* (cf. *longicornis*?), остатки *Bos* sp. (*Cervus* sp.), *Equus caballus*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Elephas primigenius*.

Помимо упомянутых пунктов, с рыхлым покровом террасы связаны находки неолитической культуры в следующих местах.

1. На левом берегу Илима против с. Нижне-Илимск. Культурный горизонт приурочен к нижней части почвы, в значительной степени погребенной под перевесными аллювиальными песками. Здесь сделаны многочисленные находки изделий из кремня, кварца, порфиров и порфиринов в виде ножевидных пластин, скребков, наконечников, топоров, обломок серпа, а также масса отщепов и нуклеусов. Здесь же встречаются остатки гончарных изделий, отдельные кострища и много некрупных обожженных костей млекопитающих — лошади, лося, оленя.

2. На левом берегу Илима в 1—1,5 км ниже д. Сотниково в таких же условиях встречены аналогичные, хотя и менее обильные остатки неолитической культуры.

3. В устье Илима, на левом берегу, на площадке III террасы в нижней части современного почвенного горизонта.

4. В головной части большого Сизовского острова на р. Ангаре, в осыпи II террасы.

Соответствующие среднему горизонту плейстоцена отложения на Нижней Тунгуске привязаны к уровню 18—22 м террасы, которую В. Ю. Малиновский считает II надпойменной. В этих местах терраса эрозионно-аккумулятивная, с низким коренным цоколем, иногда уходящим под урез реки. Сложена аллювиальная толща песками, среди которых нередки линзы озерно-болотных отложений.

По данным спорово-пыльцевых анализов из старичных отложений II террасы у д. Анкулы, рек Теглякита и Иноригды, в трех разрезах, отстоящих друг от друга на значительном расстоянии, но имеющих аналогичное строение, наблюдается заметное сходство в составе пыльцевых

спектров. В низах разрезов присутствует пыльца древесных пород, которая вверх по разрезу вытесняется пылью травянистых растений. Такое закономерное изменение состава пыльцевого спектра, безусловно, отражает изменение климатической обстановки в эпоху формирования аллювиальной свиты. Тонкий состав осадков русловой фации аллювия указывает на ослабление эрозионной способности рек. Сочетание этого признака с повышенной мощностью аллювия позволяет данное явление связывать с резким похолоданием.

Прослеживаемый горизонт плейстоцена на средней Лене образует аллювиальный покров также второй (по Н. С. Чеботаревой) террасы, возвышающейся здесь над рекой на 25—30 м. Отложения эти выражены песчано-галечными породами изменчивой мощности. Так, несколько выше пос. Витим мощность аллювия террасы составляет 17 м, к северо-востоку от лесоучастка Дабакского, ниже пос. Джерба у пос. Кожегаровская, терраса не имеет коренного цоколя и нацело сложена песками. Мощность ее аллювиальных отложений не менее 30 м.

Как об этом пишет Н. С. Чеботарева, минералогическая характеристика аллювия этой террасы отличается от таковой более древних плейстоценовых отложений преобладанием роговой обманки, эпидота и значительно меньшим содержанием магнетита и ильменита.

На высоте 5—7 м ниже бровки террасы у устья речки Добрая жителями одноименного поселка были откопаны череп с бивнями, принадлежащий *Elephas* sp., и ряд других костей. Здесь же Н. С. Чеботаревой был обнаружен зуб *Elephas primigenius*, изученный Э. А. Вангенгейм. По свидетельству последней, он относится к переходной форме между мамонтом раннего и позднего типа. Другой зуб слона, происходящий из овражка разрезающего эту террасу у сел. Олекминска, из-за сильной стертости оказался неопределимым до вида.

Вероятно, к этой же террасе следует относить находки, сделанные А. П. Окладниковым (1952) севернее г. Киренска, близ с. Мироново. Здесь в слоистых супесях 20 м террасы на глубине 5 м найдены часть скелета мамонта, дикой лошади (джегегая) и мелкого животного, возможно, песца.

Со II террасой связаны, судя по данным А. П. Окладникова, и следы ленского палеолита. Культурный горизонт отмечен у д. Чагинская севернее села Усть-Кут на размытой поверхности террасы, поднимающейся до высоты 15 м над рекой. На глубине до 1,5—2 м в толще аллювия (или покровных образований) лежат очажные камни. Около них найдены ножевидные пластины, скребла и отщепы. Характерные черты каменного инвентаря, пишет А. П. Окладников, дают право рассматривать его как изделия, чрезвычайно близкие в ряде существенных признаков к наиболее ранним известным сейчас памятникам сибирского палеолита — Мальте и Бурети.

Среди костных остатков из культурного горизонта упоминаются носорог, песок и раковины холоднолюбивых моллюсков. Следует думать, что культурный горизонт заключен в покровных образованиях террасы подобно тому, как он лежит на Мальтинской стоянке. Однако вопрос о его положении в разрезе нуждается в дальнейшем изучении и уточнении.

На Вилуе прослеживаемый горизонт приурочен к террасе высотой 20—28 м, которая, по схеме М. Н. Алексеева, является II надпойменной. Как и в других местах южной половины Сибирской платформы, она принадлежит к типу эрозионно аккумулятивных террас. Покров речных отложений обычно состоит из двух пачек, из которых нижняя образована песчано-глинистыми, а верхняя — тонкопесчаными или суглинистыми отложениями, являющимися, по-видимому, пойменной фацией яруса аллювия. Местами она носит облик горизонтально-слоистых озерных образо-

ваний. В последних частях синхронные осадкообразованию линзы ископаемого льда. В некоторых линзах заметна стратификация. По слоистости отмечаются прослойки, обогащенные полустгнившим растительным детритом, прослойками ила и кусками древесины. М. Н. Алексеев справедливо видит в таких льдах погребенные водоемы, противопоставляя им льды жильного происхождения.

В вытаявших из таких льдов илах и в других осадках пойменной фации в ряде мест нижнего течения р. Вилюй и р. Мархи собраны остатки скелетов многочисленных особей, принадлежащих к *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis*, *Bison priscus deminutus*, *Alces alces*, *Rangifer turandus*, *Equus caballus*, *Bos* sp.

Все эти животные входят в верхнепалеолитический комплекс, выделенный В. И. Громовым (1948).

Спорово-пыльцевой анализ образца, взятого в основании аллювиальной толщи террасы, из линзы илистых глин, показал преобладание травянистых растений (68%); пыльца древесных составляет 15% и споры — 17% от общего количества сосчитанных зерен. Среди древесных отмечается береза, а о присутствии ели, сосны, ольхи, лиственницы свидетельствуют единичные пыльцевые зерна в составе спектра.

В составе пыльцы травянистых растений присутствуют злаки, полыни, разнотравье.

Анализ образца из средней части суглинков и супесей показал дальнейшее снижение содержания пыльцы древесных пород до 0,5%. Спорово-пыльцевой спектр, по существу, полностью безлесный. Преобладают злаки, содержание зерен которых достигает 60,5%; встречаются сложноцветные, гвоздики, подорожники, разоцветные и разнотравье.

Интересно отметить, что в верхней части толщи содержание пыльцы древесных пород несколько возрастает, но еще выше по разрезу ее преобладание вновь сменяется господством травянистых.

Приведенные данные указывают в целом, несмотря на наличие известных колебаний, на существование во время отложения аллювия II террасы Вилюя ландшафта холодной лесостепи.

Для определения стратиграфического положения описанных отложений решающее значение имеет факт появления в них многочисленных остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, не известных в залегании *in situ* в более древних толщах. Некоторые особенности этой фауны служат указанием на ее более ранний характер, по сравнению с представителями этого же комплекса, захороненными в более поздних отложениях. Сочетание мамонта раннего типа, шерстистого носорога и овцебыка является, по В. И. Громову, характерным для времени с особо суровыми климатическими условиями. Он выделяет эту фауну под наименованием ориньякской и считает ее одновременной с максимальным распространением оледенения на территории Европейской части СССР.

В составе фауны, извлеченной из аллювиальных отложений рассматриваемого горизонта, встречены совместно только два представителя ориньякской фауны — ранний мамонт и шерстистый носорог, но известен и такой высокоарктический вид, как песец (*Vulpes lagopus*).

О суровых климатических условиях времени накопления аллювия, помимо сказанного, свидетельствует наличие ледяных клиньев, пронизывающих среднюю часть аллювия этой террасы, а в более северных районах — реликтовых льдов. По этому поводу А. И. Москвитин (1948) писал, что развитие ледяных клиньев происходит тогда, когда мерзлота и в летнее время почти не оттаивает с поверхности; поэтому ископаемые клинья точно фиксируют момент максимума мерзлоты и континентальности климата ледниковых периодов.

Хорошие спорово-пыльцевые комплексы, надежно отражающие состав одновременной аллювию растительности, получены в бассейнах рек Нижней Тунгуски и Вилюя. Из сборов В. Ю. Малиновского, сделанных в верхнем течении первой из них, из 18—20 м террасы, Р. Е. Гитерман (1957) проанализировала ряд образцов озерной фации осадков. В составе спорово-пыльцевых спектров ею установлено существенное преобладание пыльцы недревесных растений. Содержание ее колеблется от 50 до 99%. Присутствие пыльцы древесных растений изменяется в пределах 4—38%. Во всех образцах много спор, главным образом зеленых мхов. Среди недревесных растений преобладает пыльца разнотравья и полыней. Встречаются единичные зерна злаков, осок, лебедовых, эфедры. В составе пыльцы древесных пород господствует береза; сосна и ель содержатся примерно в равном количестве; единичными зернами встречается пыльца лиственницы.

Приведенные сведения о составе спорово-пыльцевых спектров, выделенных из аллювия II террасы Вилюя, указывают, что в целом в период накопления этой толщи растительный покров носил характер холодной лесостепи.

Для определения возраста III террасы существенна также приуроченность к ее покровным образованиям неаллювиального происхождения палеолитических стоянок Мальта, Буреть и недавно открытой Заярской стоянки.

Предметы труда и искусства, встреченные в этих стоянках, большинством археологов относятся к солютре. П. П. Ефименко (1953) рассматривает Мальтинскую стоянку в общей перспективе развития общества верхнего палеолита «...как характерный памятник позднейшей поры ориньякско-солютрейской эпохи...».

О стоянке Буреть А. П. Окладников (1940) писал, что Мальта и Буреть явно представляют памятники одной хронологической группы, которым противостоят все остальные стоянки Восточной Сибири и Приенисейского края, начиная с наиболее архаической из них Афоновой горы (нижнего ее горизонта), как более поздние.

Для определения возраста аллювия террасы важно учитывать, что памятники солютрейской эпохи приурочены к покровным образованиям, лежащим на аллювиальных отложениях. Из этого соотношения с полной очевидностью выявляется досолютрейский возраст последних.

Таким образом, как характер остатков млекопитающих, принадлежащих к ранней, ориньякской фауне, так и наличие следов вечной мерзлоты, синхронной накоплению аллювия, и холодолюбивый характер растительности и моллюсков совершенно отчетливо указывают на то, что рассматриваемые отложения формировались в век наибольшего за четвертичный период ухудшения климатических условий.

Естественно увязывать этот период со временем максимального распространения оледенения в горных областях Восточной Сибири и на ее северных равнинных пространствах, т. е. наиболее вероятно — во второй половине среднего плейстоцена.

К такому же выводу пришел и А. И. Москвитин (1950, стр. 9). «Возраст III террасы Ангара, — пишет он, — мною был определен, как вторая половина мезоплейстоцена; возраст верхней погребенной почвы и перекрывающего ее маломощного слоя солифлюкционных суглинков относится к последнему межледниковью (молого-шекснинскому) и последнему оледенению (осташковскому). Так, очевидно, следует определить и возраст Мальтинской палеолитической стоянки...».

Разделяя полностью представления Москвитина о возрасте аллювиальных отложений этой террасы, следует сказать, что значительное омоложение возраста Мальтинской стоянки не совсем обосновано. В дан-

ном случае при расчленении делювиально-солифлюкционной толщи на стратиграфические горизонты на основании присутствия погребенной почвы и явлений солифлюкции игнорируются археологические данные. Если же Мальтинскую и Буретскую солотрейские стоянки поместить в молодого-шекснинский межледниковый век, т. е. в уже высокие слои «вюрма», то они окажутся в одном стратиграфическом горизонте с памятниками мадленской культуры.

Верхний плейстоцен

Верхний плейстоцен оставил более многочисленные следы, выраженные в осадках, остатках растительности, животного мира и палеолитической культуры, чем более ранние слои четвертичного периода.

В долинах ангарской системы отложения верхнего плейстоцена распределены по уровням двух террас (II и I). В менее тектонически активных в это время районах Вилюя и средней Лены верхнему плейстоцену соответствует аллювиальная толща I надпойменной террасы.

Вторая надпойменная терраса имеет в долинах рек бассейна Ангары высоту 14—17 м. Эта терраса является одной из наименее распространенных. Кроме того, имея высоту, очень мало отличающуюся от хорошо развитых и распространенных I и III надпойменных террас, и близкие с ними строение и состав аллювиальной толщи, многими исследователями она вообще не выделялась.

Необходимость выделения II террасы, однако, обусловлена не только ее гипсометрическим положением, но также фактом прислонения к ней осадков I террасы, а главное, различием палеонтологических и археологических остатков, заключенных в трех первых надпойменных террасах.

Вторая терраса принадлежит к типу эрозионно-аккумулятивных, ее коренной цоколь расположен над меженным уровнем рек на высоте 1—3 м. В отдельных случаях цоколь опускается ниже горизонта воды или поднимается над ним до 4—6 м.

В основании террасы на коренных породах почти всегда залегает маломощный слой галечника, на который ложится значительно более мощная толща песков, супесей и суглинков, иногда носящая характер озерных осадков. В последних нередко прослои и линзы мелкого галечника и щебня.

В Присянской части территории, в низовьях р. Курзанки, вблизи ее впадения в р. Ию, в карьере кирпичного завода у д. Ермаки разрез аллювия этой террасы имеет такой характер:

		Мощность в м
red Q ₃	1. Горизонт черноземной почвы, клиньями вдающийся в ниже-лежащий слой	0,5
	2. Суглинок с включениями карбонатов (горизонт выщелачивания почвы)	0,7
al Q ₂ ³	3. Суглинок грубый, буровато-серого цвета, непластичный, пористый, отчетливо слоистый; встречаются рассеянные мелкие гальки и некрупные валуны	1,8
al — al Q ₂ ³⁴	4. Суглинок грубый, красновато-охристого цвета, непластичный, пористый, слоистый. Отдельные прослои имеют мощность 2—3 см. Много голубоватых пятен неправильной формы, по-видимому, вивианита; есть неясные отпечатки растительных остатков. В последних 2 м суглинок становится тоньше и почти переходит в глину. На глубине 6—8 м от поверхности в стенках карьера и собраны остатки млекопитающих. Из этого же горизонта происходят и многочисленные кости, лежащие в отвалах. По резкой границе слой переходит в следующий	7,5
al Q	5. Переслаивание песка тонкозернистого желтовато-серого и суглинка буровато-серого цвета. Горизонтальная слоистость подчеркивается наличием в песке тонких черных прослоев	1,0

- al Q₂³ 6. Песок тонкозернистый, серовато-желтого цвета, рыхлый, промытый, горизонтально-слоистый. Есть прослой мощностью 1 см угольно-черного цвета (очевидно, марганцовистых минералов). Отсюда происходят переотложенные плотные куски сапропелита 0,8

По мнению Э. А. Вангенгейм, представленные ей на определение из описанного карьера кости принадлежат нескольким особям *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus* sp., *Equus caballus*, *Bos* (*Bison*).

Ниже по Ангаре, например у устья р. Карапчанки и в низовьях Илима, между д. Зарубино и д. Бубново, в разрезах II террасы на низком коренном цоколе присутствуют горизонт галечника непостоянной мощности в русловой фации аллювия и крупные глыбы в пойменной части разреза. В низовьях Илима, в одном из шурфов, на глубине 3—4 м в песках В. П. Алексеевой были обнаружены раковины моллюсков. Они были определены И. В. Даниловским и отнесены к пресноводным формам: *Unio crossus* Retz. и *U. tumidus* Retz.

Недалеко от впадения Илима в Ангару на правом берегу последней Б. И. Рыбаковым (1951) в шурфе, расположенном на поверхности II террасы, с глубины 2,9 м извлечена метатарсальная кость лошади, определенная В. И. Громовым в качестве *Equus* (*Asinus*).

В низовьях Ангары, несколько выше по течению от д. Татарка, отложения II террасы имеют такой разрез:

		Мощность в м
ped Q ₃	1. Почвенный горизонт	0,5
al Q ₂ ³	2. Суглинок красновато-желтый, плотный, с хорошо заметной горизонтальной тонкой слоистостью	0,9
d Q ₂ ³	3. Щебнисто-глыбово-галечный материал, приблизительно на 80% состоящий из щебня и глыб плитчатых черных алевролитов. Обломочный материал заключен в глинистой гравийно-дресвяной массе серовато-желтого цвета. В кровле слоя и в нем самом обнаружены многочисленные кости черепа крупного животного	1,2
al Q ₂ ³	4. Песок среднезернистый, малоглинистый, рыхлый, слоистый, серовато-желтого цвета с прослоями гальки и мелкого гравия	4,0

Слой 3 в приведенном обнажении представляет собой большую линзу в толще аллювиального песка.

Найденные в обнажении кости — части черепа с обломками рогов, часть бедра, позвонок, крупные трубчатые кости были переданы В. И. Громоу, который определил их принадлежность к *Bison priscus* (*deminutus*), *Elephas primigenius* и мелкой форме *Equus caballus*.

Важным для понимания стратиграфического положения II террасы является факт наличия в ее аллювиальной толще следов мерзлотно-солифлюкционных процессов, которые наблюдались в низовьях р. Белой в галечном карьере, расположенном на левом берегу реки в 0,5 км от Шамотного завода и в других местах. На стенках этого карьера можно наблюдать, что вся аллювиальная толща пронизана клиновидными трещинами. Клинья, пронизывая слой суглинков, достигают глубины 2,5 м и доходят до верхней части слоя галечника. В ширину они не превышают 1—1,5 м. Между сближенными клиньями аллювиальные суглинки интенсивно деформированы в мелкие крутые складки, иногда осложненные разрывами.

Помимо указанных пунктов с отложениями II надпойменной террасы, связаны находки фауны млекопитающих в низовьях р. Муры и в среднем течении р. Чадобец. В первом из этих мест Б. Н. Леоновым (1948) сделана находка черепа молодой особи *Bison priscus* cf. *longicornis*. Возможно, что к отложениям II террасы приурочена и находка зуба

Rhinoceros antiquitatis, сделанная этим же исследователем на левом берегу Ангары между д. Проспихино и д. Прошино.

Ввиду того, что находка длиннорогого бизона не согласуется со всем комплексом фауны, извлеченным из II террасы, а также учитывая, что этот разрез послужил некоторым геологам материалом для важных выводов, приведем его по записи Б. Н. Леонова полностью.

Расчистка находилась на левом берегу р. Муры в 1,4 км выше устья, где сверху вниз обнажаются:

Мощность в м

1. Белесоватая глина, пылеватая. Глина плотная, наблюдается очень тонкая (1—2 мм) слоистость темных и светлых прослоев. Глина пересечена тонкими (2—3 см) косыми прослоями и линзами слегка окатанного щебня синевато-серых тонких силурийских алевролитов (размер щебня 0,3—1,5 см). Прослои местами горизонтальные, местами наклонены под углами до 15°. Встречена галька из черного окатанного кремнистого сланца 0, 3
2. Ниже глинистый материал замещается тонкопесчаным. Песок тонкий, пылеватый. Прослои из щебня редки 5, 0
3. Толща яснослоистых рыжевато- и голубоватых пылеватых глин. Величина прослоев и их яркость растут сверху вниз. В верхней части слоистость подчеркнута лишь тонкими железистыми полосками. Внизу же прослои достигают 2—3 см и четко различаются по цвету: темному, голубому, серо-желтому. Простирание прослоев горизонтальное, но слегка волнистое 2, 0
4. На глубине 7 м четкая смена фаций. Здесь выходит коричневый песчаный щебень. Он встречен и в нижней части слоя 3. Слой 4 состоит из гравия голубых и малиновых, сильно слоистых алевролитовых обломков в виде плиток, слегка окатанных. Размеры 1—0,2 см. Встречаются мелкие гальки (10, 15—50 мм). Характерны сглаженные глыбы. Состав галек разнообразен, но преобладает диабаз. Есть обломки крупнозернистого белого песчаника. На высоте 2 м над урезом реки под осыпью — выходы коренных пород — массивные крупнозернистые чистые белые песчаники.

Череп длиннорогого бизона обнаружен несколько выше по реке от описанной расчистки в слое 2 на глубине 5 м.

Ниже по Ангаре в аллювии 15—18-метровой террасы, по сведениям Бельской стратиграфической партии Красноярского геологического управления, в 2,5 км выше с. Рыбное найдена лопатка *Elephas primigenius*.

На р. Чадобце на отмелях С. В. Обручев (1932) находил разрозненные кости млекопитающих, принадлежащих к верхнепалеолитическому комплексу. Им же в коренном залегании в толще охристых галечников 10—15-метровой террасы (очевидно, II надпойменной) были обнаружены остатки млекопитающих, среди которых Ю. А. Орлов определил *Cervus megaceros*, *Equus caballus* и *Bison priscus*.

Спорово-пыльцевой анализ большинства проб, взятых из аллювия II террасы, показал незначительное количество зерен. По данным Б. Н. Леонова, в образце из отложений 12—16-метровой террасы р. Чадобец в составе спорово-пыльцевого спектра обнаружено древесной пыльцы 63%, недревесной — 20% и спор — 17%.

Древесная пыльца содержала: *Pinus* — 97%, *Betula* — 2%, *Salix* — 1%; недревесная пыльца представлена: *Graminae* — 11 зерен, *Superaceae* — 1, *Ericaceae* — 1, *Chenopodiaceae* — 2, *Compositae* — 2; споры: зеленые мхи, плауны, дочетвертичные формы; неопределимые хвойные споры.

Полная и разносторонняя палеоботаническая характеристика отложений террасы получена в результате изучения П. А. Никитиным образ-

цов торфяников и минеральных осадков, обогащенных фитодетритом, представленных ему Д. В. Борисевичем (1948) из обнажений, расположенных в среднем течении р. Белой, в 6 км выше Воскресенского завода.

Так, в одном из них, лежащем у устья ключа Магой, Д. В. Борисевичем была отобрана проба, переданная для проведения карпологического анализа П. А. Никитину. Последний приводит такой список флоры:

Fungi — 7 склероциев, *Bryofita*, *Bryales* — 13 веточек и 3 коробочки, *Gymnospermae*, *Picea* sp. — 1 фрагм. хвойники, *Gramineae* — 18 сегментов. *Carex* cf. *acutiformis* Ehrh. — 3 орешка, 1 мешочек, *C.* sp. (cf. *Goodenoughii*, cf. *rigida*) — 3 орешка, *C.* (cf. *helanastes* cf. *dioicu* ets.) — 50 орешков, *C.* (cf. *oederi* Retz. ets.) — 3 орешка, *C.* sp. — 5 орешков, *Eriophorum russcollum* Fr. — 16 орешков, *Juncus balticus* W. (?) — 6 семян, *Salix polaris* Wahlenb. (?) — 2 листочка, *Salix* sp. — 1 коробочка, *Polygonum viviparum* L. — 23 клубня, *P.* sp. — 1 орешек, *Rumex autosella* L. — 5 орешков, *R.* sp. — 1 орешек, *Chenopodium* cf. *polyspermum* L. — 2 семени, *Cerastium* sp. — 4 семени, *Minuartia* sp. — 1 семя, *Silene* sp. — 1 семя, *Caltha palustris* L. — 2 семени, *Ranunculus aquatilis* L. — 2 семени, *R. creinatus* Silth. — 1 семя, *R. auricomus* L. — 18 семян, *R. repens* — 1 семя, *Papaver medicauil* — 1 семянка, *Ranunculus scellaratus* L. — 3 семянки, cf. *Wasturtium officinale* R. Br. — 1 семя, *Cruciferae* gen. (cf. *Allysum*) — 3 семячка, *Patentila nivea* L. — 32 семянки, *P.* sp. — 25 семян, *Fritolium* cf. *Lepens* — 1 семя, *Viola* sp. — 1 семя, *Corum carvi* L. (?) — 2 семянки, *Umbelliperae* sp. — 1 семянка, *Androsace* sp. — 10 семян, *Ledum palustre* L. — 1 фрагм. листа, *Vaccinium* sp. — 2 листа, *Valeriana* sp. — 1 семянка, *Coleoptera* — больше 30 фрагм., *Mixt* — порядочно.

В образце из другого обнажения П. Н. Никитин также обнаружил и описал богатую флору. Помимо приведенных выше видов и родов, он упоминает также *Betula nana*, представленную 13 крылатками.

П. А. Никитин отмечает, что в семенной флоре большая часть форм представлена травянистыми обитателями луговых пойм. Этим же исследователем был проведен спорово-пыльцевой анализ ряда образцов, взятых Д. В. Борисевичем из аллювиальной толщи той же II террасы на правом берегу Белой у устья речки Черной.

Соотношения пылцы древесных и травянистых растений, а также спор, приведены ниже:

№ обр.	Количество сосчитанных зерен	В том числе (в %)		
		древесных	травянистых	споры
288	212	19	77	4
289	336	73	6	21
290-а	98	11	26	63
291	222	1	5	94
283	163	1	92	7

Из приведенных списков флоры достаточно ясно выступают особенности климата времени накопления осадков II террасы в области Присаянской равнины. «Состоя, в основном, из ярко выраженных фригори-фалов с некоторой примесью выносливых космополитов,— замечает П. А. Никитин,— флора отмечает суровый климат, вряд ли теплее климата арктических тундр».

Определение собранной фауны моллюсков, найденных в аллювии II террасы, произвел И. В. Даниловский. Он выделил группу наземных — *Succinea putris* L., *Vollonia tenuilabris* Ab. Br. и пресноводных форм.

Среди последних в списке значатся: *Radix auricularia tumida* Held, *Radix ovata* Drap., *Giraubus gredleri borealis* Looch, *G. gredleri arcticus*.

Наземные формы, по его мнению, свидетельствуют о сильном увлажнении субстрата, на котором они жили. Состав пресноводных форм указывает на существование мелкого открытого водоема с проточной водой.

Первая надпойменная терраса во всем бассейне Ангары является одной из наиболее распространенных террас. Ее высота над межленным уровнем реки изменяется в пределах 8—12 м. Терраса сверху донизу сложена аллювиальными накоплениями, и ее коренной цоколь, за редкими исключениями, скрыт ниже зеркала воды.

Для ее аллювиального покрова характерно четкое деление разреза на пойменную фацию, представленную мелкозернистыми песками и супесями, и русловую фацию, выраженную почти всегда галечниками и промытыми гравелистыми песками.

В ряде мест в составе осадков пойменной фации отмечаются отложения озерного типа (стариц). Мощность обоих горизонтов аллювия подвержена значительным колебаниям, но преобладание пойменной фации является устойчивой особенностью.

В некоторых местах в различных горизонтах аллювия собраны остатки фауны беспозвоночных — пресноводных и наземных моллюсков, костные остатки млекопитающих и следы эппалеолитической культуры.

Для характеристики строения аллювиальных отложений I террасы и условий залегания в них палеонтологических и археологических находок рассмотрим несколько разрезов.

В нижнем течении р. Илим, в излучине реки между д. Сотниково и д. Зарубино, по данным А. А. Помелова (1952), в многочисленных горных выработках наблюдалось на породах ордовика залегание галечника, мощностью 4—5 м, который перекрывается слезом песков и супесей в 6—7 м.

На глубине 4—6,5 м в залегании *in situ* здесь были обнаружены часть черепа с остатками рогов, принадлежащие, по определению В. И. Громова, молодой особи сайги (*Saiga tatarica*), позвонок оленя (*Cervus* sp.) и ребро лошади (*Equus* sp.).

В нижнем течении р. Белой в излучине близ с. Мальта автором наблюдался более сложный разрез террасы, имевший здесь высоту 8—10 м (фиг. 16):

		Мощность в м
ped Q ₃	1. Почвенный горизонт	0,3
	2. Песок разномзернистый, сильно глинистый, ожелезненный за счет процессов почвообразования	0,3
al Q ₂ ³	3. Песок среднезернистый темно-серый, промытый, «речной»	0,5
	4. Галечник разнообразного петрографического состава — из местных известняков, кремня, кварцита, кварца размерами от гравия до валунов в 20—30 см с разномзернистым гравелистым промытым песком	0,3
al — I Q ₂ ³	5. Песок разномзернистый, лишенный глинистых частиц с линзами гравия	0,4
	6. Тонкое переслаивание супеси темно-серого цвета, иногда укрупненной до тонкозернистого песка и песка мелкозернистого светло-серого, промытого	1,4
al Q ₂ ³	7. Песок крупнозернистый с содержанием гравия, резко косо-слоистый. По плоскостям слоистости распределены мелкие плоские гальки и большое количество плиток каменного угля	0,3
	8. Супесь табачно-серого цвета илистая, тонкослоистая, слабо ожелезненная, имеет резкую границу со слоем 9	0,2
	9. Галечник средней крупности (3—5 см) с редкими валунами разнообразного петрографического состава в промытом разномзернистом песке	2,4

В этом разрезе обращает на себя внимание пачка отложений озерного типа. В ней собрана многочисленная, хотя и небогатая по систематическому составу, фауна моллюсков. Наличие в составе аллювиальных образований I террасы осадков озерного типа не представляет собой исключения. Они наблюдались также на левом берегу Ангары в 3 км выше с. Балаганск, в карьере на западной окраине с. Богучаны, в низовьях Ангары и в приустьевой части р. Эдучанки. В последнем месте из средней части обнажения 7—8-метровой террасы (которая хорошо сопоставляется с I террасой Ангары) собраны многочисленные раковины моллюсков. А. И. Москвитиным среди них определены следующие виды пресноводных и наземных моллюсков: *Vollonia pulchella* Müll. (2 экз.); *Radix auricularia* L. (угнетенная форма и молодь — 23 экз., взрослые угнетенные — 6 экз., неполнообразные — 18 экз.); *Giraulus* sp. — большей частью *G. gredleri* Gredl. (взрослых — 12 экз., неполнообразных — 137 экз.); *Giraulus laevis regularis* Hartm. (83 экз., примерно на 50% неполнообразные), *Sphaerium corneum* L. (взрослые — 6 экз., неполнообразные — 18 экз.); *Valvata piscinalis* Milach. (взрослые — 17 экз., молодь — 60 экз.), а также *Succinea* sp. (чрезвычайно угнетенная форма — около 100 экз.).

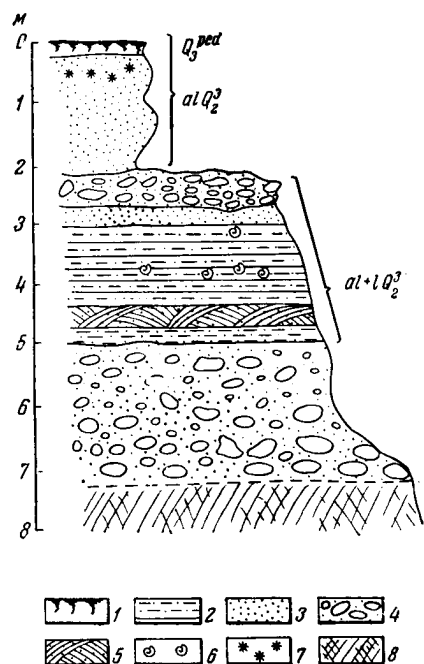
В отложениях этой же террасы в 2 км выше устья р. Эдучанки, по сообщению Г. Ф. Крашенинникова, был найден зуб мамонта.

В низовьях р. Муры в аллювии 10-метровой террасы на глубине 8 м Б. Н. Леоновым (1948) собраны остатки *Equus caballus* и *Alces machlis*. Тем же исследователем на р. Чадобец в 6,5 км выше пос. Ленина в основании галечника найдена часть черепа *Elephas primigenius*.

Фауна моллюсков из аллювия I террасы р. Чуны наблюдалась В. В. Шарковым (1948) в 1 км ниже по течению от д. Ганькино в карьере кирпичного завода. Здесь на глубине 6—6,5 м от поверхности, непосредственно выше слоя погребенной почвы, этот исследователь собрал, а В. И. Даниловский определил *Succinea oblonga* Drap. (11 взрослых, 7 юных, 12 обломков), *S. oblonga auraria* Bouch (6 экз.), *S. oblonga colongata* Saudl (1 экз.), *Vollonia tenuilabris* Ardr. (2 взрослых, 3 юных, 2 обломка). Формы, по заключению В. И. Даниловского, неполномерные, указывающие на затруднительные жизненные условия в отношении тепла, влаги и питания.

В верховьях р. Ангары на террасе, располагающейся непосредственно выше уровня высокой поймы и имеющей высоту 9 м, по сообщению Г. Г. Мартинсона (1951), обнаружено два слоя с наземными моллюсками. «Систематический состав найденной фауны, — отмечает он, — весьма скуден, хотя общее количество раковин сравнительно велико»².

² Данные Г. Г. Мартинсона опубликованы, и видовой состав фауны моллюсков здесь не приводится.



Фиг. 16. Схема обнажения I террасы р. Белой у с. Мальта.

1 — почва; 2 — тонкое переслаивание супеси и песка; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — косая слоистость в супеси; 6 — раковины моллюсков; 7 — карбонатные стяжения; 8 — осыпь.

Из фауны млекопитающих в основании аллювия этой террасы найдены остатки носорога, определенного И. В. Арембовским (1951) в качестве *Rhinoceros antiquitatis*.

В основании I террасы р. Иркута в устье р. Каи найден почти полный скелет шерстистого носорога, причем его череп оказался заполненным серой глиной, содержащей огромное количество мелких *Pisidium* и *Sphaerium* нескольких видов. Видовой состав этих моллюсков, по заключению Г. Г. Мартинсона, свидетельствует о холодном субарктическом климате.

На р. Вихоревой в подошвенной части галечников 7—12-метровой террасы (III террасы по счету, принятому этим исследователем) первой террасы, располагающейся на склонах долины выше уровня поймы, найдены остатки *Elephas primigenius*, *Equus* sp., *Alces machlis*, *Cervus elaphus*.

С аллювиальными отложениями I надпойменной террасы и покрывающими их делювиальными или делювиально-солифлюкционными образованиями связаны во многих местах Ангары, Илима, Лены и других рек месторождения эппалеолитической культуры и неолита. Большинство этих месторождений принадлежит к различным стадиям неолита.

Эппалеолитические стоянки в пределах рассматриваемого района известны в трех пунктах: близ устья Б. Белой и в верховьях Лены, в окрестностях сел Шишкино и Макарово.

В устье р. Б. Белой (М. М. Герасимов, 1940) стоянка расположена на самом краю 8-метровой террасы и представляет собой стратиграфически сложный памятник:

1. Слой дерна 5 см мощности содержит остатки позднего железа, шлак, керамику, кости домашних животных.

2. Почвенный слой, окрашенный гумусом в черно-бурый цвет, содержит остатки типичного позднеангарского неолита с гребенчатой керамикой и соответственной кремневой индустрией. Мощность — 25 см.

3. Слоистая глина красновато-бурого цвета малопластичная, содержит культурные остатки неолитического облика, но без керамики. Несмотря на то, что никакого стерильного горизонта между вторым и третьим слоем нет, инвентарь их отличается. Третий горизонт имеет явно выраженный микролитонидный характер. Мощность слоя — 25—30 см.

Ниже на 4 м идет аллювий I террасы.

Из нижнего культурного слоя с достоверностью определены следующие животные: *Cervus elaphus*, *Capreolus pygargus*, *Caster fiber*, *Canis lupus*.

Открытая А. П. Окладниковым (1953) эппалеолитическая стоянка на верхней Лене у д. Шишкино (в 15 км ниже Качуга по правому берегу) приурочена к I надпойменной террасе, имеющей здесь высоту 6—8 м.

Стоянка встречена в геоморфологических условиях, иллюстрируемых фиг. 17. Здесь в горизонте черноземовидной почвы мощностью в 0,3 м найдены предметы железного века, а с подстилающей лёссовидной супесью желтовато-серого цвета связан культурный горизонт верхнего палеолита. В старых раскопах встречены (Окладников, 1953) ножевидные пластины, скребки, наконечники и другие орудия, колотые и обожженные трубчатые кости некрупных животных и очажные плиты.

В совершенно аналогичных условиях встречена эппалеолитическая стоянка у д. Макарово.

При рассмотрении условий залегания этих стоянок важным является вопрос о генезисе слоя супеси, с которыми связан нижний культурный горизонт. В обоих местах I терраса очень узка (60—100 м) и примыкает либо к коренному склону (Макарово), либо к более высокой террасе (Шишкино). Терраса перекрывается делювиальным шлейфом, вследствие чего ее поверхность заметно наклонена от бортовой части к периферии.

Культурный горизонт Макаровской стоянки, несомненно, лежит в нижней части слоя делювия, а очажные камни углублены в аллювиальный песок. Таким образом, следует считать, что эппалеолитическая культура была одновременна с накоплением самых верхних горизонтов аллювия I террасы (устье Белой) и самых нижних горизонтов лежащего на нем делювиального шлейфа (ленские стоянки).



Фиг. 17 Общий вид на Шишкинскую эппалеолитическую стоянку в верховьях Лены.

× — место залегания культурного горизонта.

Значительно чаще известны находки предметов труда и культуры неолита, приуроченные к I террасе.

В верховьях Ангара связанные с этой террасой стоянки известны в городской черте Иркутска — погребение на р. Кае (Хороших, 1954) и в нижнем течении р. Куды близ Хомутовской МТС (Павловский и Арембовский, 1948). Ниже по Ангаре неолитические стоянки и погребения наблюдались А. П. Окладниковым (1940) в окрестностях сел Братск, Воробьево, Карапчанка, на Сосновом и Сизовском островах, выше устья р. Верх. Кежмы, у деревень Мозговая и Када, против с. Богучаны и у д. Потаскуй. Кроме перечисленных мест, стоянки наблюдались автором на Ангаре на острове Большом (близ с. Воробьево), в устье р. Тасеевой и в нижнем течении Илима. На последней реке неолитические находки сделаны ниже д. Сотниково и в устьевом участке долины.

В устье р. Илима, в одноименном поселке, на правом берегу реки культурный горизонт обнаружен в обнажении 11-метровой террасы, где виден следующий разрез:

		Мощность в м
red Q ₃	1. Почвенный горизонт	0,2
	2. Суглинок плотный желтовато-коричневого цвета, замещаемый местами супесью розовато-желтого цвета. На границе почвы и суглинка или супеси и в их верхних 5—8 см в большом количестве встречаются кремневые, кварцевые и порфириновые изделия, отщепы, нуклеусы и обломки гончарных изделий. Все эти предметы залегают без строгой ориентировки, но в основном горизонтально	3,8
ald Q ₂ ³	3. Глибовый материал из траппов, заключенный в супеси	2,0
	4. Галечники, связанные крупнозернистым песком, ржаво-желтого цвета	4,0

В сходных условиях сделаны находки неолита в обнажении на берегу Ангары против села Братск, на острове Сосновом и в некоторых других местах.

Другой тип неолитических стоянок приурочен к слою почвы, погребенной под недавними в геологическом отношении накоплениями золотых песков. В силу этого можно выделить этот тип, назвав его «дюнным» типом стоянок. К числу таких памятников относится известная Чадобецкая стоянка.

Содержание спор и пыльцы в аллювии I террасы Ангары незначительно. Они представлены обычными для четвертичной лесной растительности формами — *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Larix* и др. Недостаточное для статистической обработки количество зерен не позволяет, однако, составить сколько-нибудь точное представление о характере флоры времени отложения осадков этой террасы.

На Лене (в ее среднем течении) осадки верхнего плейстоцена представлены аллювием — 18—20 м I надпойменной террасы.

Эти отложения выражены главным образом песками с небольшим содержанием гальки в основании толщи. Мощность ее, как и других аллювиальных толщ Лены, изменчива и колеблется от 3—3,5 до 10 м.

Ниже устья р. Пеледуй толща образована красновато-коричневой супесью с тонкими прослоями серого песка с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, переходящей ниже в крупнозернистый серый песок с галькой. Общая мощность отложений здесь превышает 10 м.

Из речных осадков террасы происходит сделанная С. С. Коржуевым находка у с. Покровское сильно окатанного рога *Alces aff. latifrons* и зуба ранней формы *Elephas primigenius*. Эти остатки явно не сингенетичны осадкам.

Тот же возрастной горизонт выражен в долине р. Виллой аллювиальными образованиями I (14—18 м) террасы этой реки. Верхнюю часть аллювия кроют переветренные мелкозернистые пески, сменяющиеся вниз по разрезу желтыми, хорошо отсортированными косослоистыми речными песками мощностью до 10—12 м. Этот слой ложится на темно-серые песчанистые глины и илы, включающие куски древесины и скопления растительного мусора. Из глин извлечены кости *Elephas primigenius*, *Bison priscus*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus*.

Все эти животные принадлежат к верхнепалеолитическому комплексу. Для уточнения их возраста М. Н. Алексеевым был передан для анализа обломок челюсти мамонта, результаты которого дали соотношения F и P₂O₅, равные 0,20. Это соотношение указывает на среднелейстоценовый возраст костей. Определение абсолютного возраста древесины из этих же глин радиоуглеродным методом (по изотопу C¹⁴) не противоречит сделанному выводу, так как время захоронения этой древесины оказалось большим 20 000 лет.

На основании этого М. Н. Алексеев пришел, по-видимому, к правильному представлению о том, что костеносные глины и илы принадлежат к аллювию более древней II террасы р. Виллы, отложения которой лежат местами в цоколе I надпойменной террасы.

Из аллювиальных отложений I террасы в разных местах р. Виллы и р. Мархи собраны остатки следующих млекопитающих: *Elephas primigenius*, *Bison priscus deminutus*, *Equus caballus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*.

Аллювиальными отложениями I террасы и их возрастными аналогами другого происхождения завершается разрез плейстоцена.

После краткого рассмотрения геологии, фауны и флоры верхнелейстоценовых отложений остановимся на их более детальном расчленении.

Изложенные данные позволяют уточнить геологический возраст ал-

лювия II террасы Ангара. Собранный в нем фауна полностью принадлежит верхнепалеолитическому комплексу. Исключение составляет лишь найденный в низовьях Муры и на правом берегу Ангара, несколько выше устья р. Тасеевой, длиннорогий бык — *Bison priscus* aff. *longicornis*, являющийся одним из руководящих представителей хозарского комплекса. Последний, как известно, характеризует в Европейской части СССР время плейстоцена до максимального оледенения. Причина совместного нахождения представителя хозарского фаунистического комплекса с фауной верхнепалеолитического комплекса является сейчас необъяснимой. Попытка объяснения этого факта залеганием в одном разрезе двух разновозрастных аллювиальных толщ, из которых более древняя содержит остатки длиннорогого быка, а другая вмещает фауну верхнепалеолитического комплекса, на конкретном материале обнажения, где сделана эта находка, не подтверждается и не может считаться убедительной.

При накоплении более многочисленных фактов, возможно, появится необходимость пересмотреть для Восточной Сибири руководящее значение длиннорогого быка как нижнеплейстоценовой формы.

Спорово-пыльцевые анализы образцов отложений II террасы Ангара и некоторых ее притоков показывают во многих проанализированных разрезах значительное содержание пыльцы недревесных растений или даже господство последних, что является отражением деградации лесного ландшафта и частичного остепнения территории.

В таком же положении находятся и некоторые особенности видового состава лесной и травянистой растительности. В верховьях р. Нижней Тунгуски (Гитерман, 1957) в спектрах участвует пыльца ивы, осоки, вересковых. Подобный состав спорово-пыльцевого спектра является, согласно представлениям В. П. Гричука и Е. Д. Заклинской (1948), сходным во многих чертах со спорово-пыльцевыми субфоссиальными спектрами современной лесотундры и тундры низовьев Оби. Некоторое их отличие заключается лишь в меньшем содержании зерен березы в аллювии II террасы Ангара.

Еще более четкое представление о ландшафте времени формирования террасы вытекает из данных палеокарпобиологического анализа. П. А. Никитин, истолковывая результаты исследований погребенных торфяников, писал: «...флора отмечает резко суровый климат, вряд ли теплее климата арктических тундр (остаток хвойники кажется чуждым). С таким заключением хорошо согласуется и скудность водной флоры и обилие вечнозеленых мелких кустарников и отсутствие пыльцы деревьев в микрофракции».

Археологические находки, связанные с аллювиальными накоплениями II террасы на Ангаре, Лене и Вилюе, пока не известны. К отложениям II (15—18 м) террасы Енисея приурочены верхнепалеолитические местонахождения Афонтова гора I, II, III, Кокарево II.

По археологическим данным группа стоянок типа Афонтова гора II относится к поздней стадии верхнего палеолита (сибирская фация), синхронной мадлену (Громов, 1948).

Среди остеологического материала, собранного только из стоянки Афонтова гора II, насчитываются представители 23—24 различных видов животных, не считая птиц и моллюсков. В процентном отношении, как отмечает В. И. Громов, свыше 30% животных по своей экологии характерны для открытых пространств и только около 19% являются типичными обитателями лесов. Интересно заметить, что почти все млекопитающие, встреченные в залегании *in situ* на Алдане, Вилюе, Ангаре, фигурируют и в списке фауны стоянки Афонтова гора II.

В отложениях II надпойменной террасы, как указывалось, в нескольких местах Присаянской равнины, наблюдались интенсивные проявле-

ния мерзлотно-солифлюкционных процессов, разбивших их ледяными клиньями и часто деформировавших в мелкие складки. Это наблюдение, несомненно, устанавливает существование суровых арктических условий в эпоху, следовавшую за отложением аллювия террасы.

Суммируя данные о связанных со II террасой палеонтологических и археологических находках, можно сказать, что обильная фауна верхнего палеолита и остатки мадленской культуры позволяют отнести время формирования ее аллювиальных отложений к верхнему плейстоцену. Соотношение ее с I, также верхнеплейстоценовой, и следующей III, уже среднеплейстоценовой, террасами дает возможность считать отложения II террасы синхронными первой половине верхнего плейстоцена.

Обращаясь далее к оценке материалов, характеризующих возраст отложений более молодой террасы, следует отметить, что по составу фауны млекопитающих ее отложения не отличаются от рассмотренных образований верхнего плейстоцена и по этому признаку также могут быть отнесены к верхнему плейстоцену.

К такому же выводу можно прийти на основании изучения моллюсков. В сборах из низовий р. Эдучанки или у устья р. Каи фауна наземных и пресноводных моллюсков носит угнетенный облик и развивалась при недостаточных условиях тепла и питания. По свидетельству Г. Г. Мартинсона (1952), она указывает на холодный субарктический климат.

Что же касается растительности, то Р. Е. Гитерман (1957), обобщая результаты анализов образцов с рек Нижн. Тунгуски и Вилюя, пишет, что, судя по характеру спорово-пыльцевых спектров во время формирования аллювия I террасы, господствовали безлесные ландшафты. Преобладали злаково-разнотравные ассоциации, по-видимому, некоторую роль в растительном покрове играли также остепненные луговые ассоциации с полынными и лебедовыми (возможно, на осолоненных почвах). Роль древесной растительности была незначительна.

Таким образом, рассматриваемый отрезок плейстоцена имеет характер холодного, почти арктического времени.

Более точное положение аллювиальных образований I террасы в пределах верхнего плейстоцена можно установить из соотношения аллювия с культурным горизонтом позднепалеолитических местонахождений. Последние либо синхронны времени накопления верхних частей аллювиальной толщи, либо приурочены к низам лежащего на ней делювиального покрова. Поэтому можно время образования аллювиальных отложений I террасы относить к верхнему плейстоцену, к горизонтам, переходным к современной эпохе (голоцену).

Имеются некоторые основания и для определения абсолютного времени завершения формирования аллювия. Известно, что по определению А. В. Трофимова возраст таймырского мамонта равен с небольшим приближением 12 тыс. лет. Время захоронения древесины из покровных отложений, лежащих на I террасе Вилюя, этим же исследователем определено в 11 тыс. лет.

В то же время в кухонных отбросах эппалеолитических стоянок, связанных с самым высоким горизонтам аллювия, остатки мамонта уже отсутствуют. Можно, следовательно, предполагать, что накопление аллювия закончилось приблизительно 10—11 тыс. лет тому назад.

Этим же временем измеряется и продолжительность голоцена в Восточной Сибири.

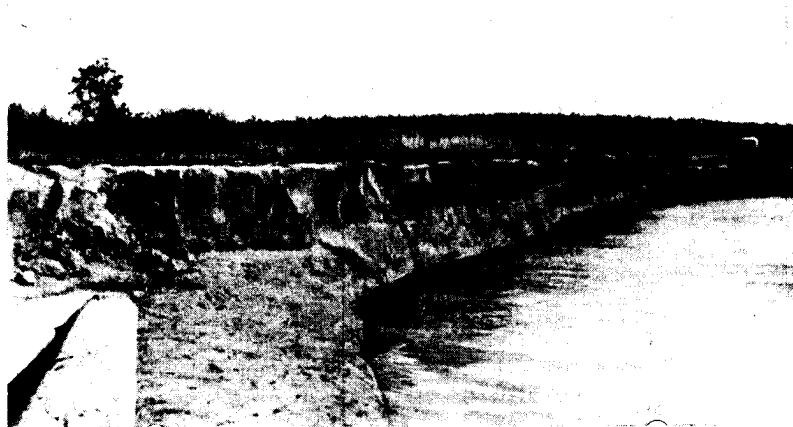
3. ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения голоцена в долинах рассматриваемой части Сибирской платформы выражены аллювиальными накоплениями пойм.

Уровни поймы в разных реках и в разных участках одних и тех же

долин испытывают частые колебания, зависящие от неодинаковой высоты паводков. В силу этой причины установить какие-либо выдерживаемые на всем протяжении реки их высоты не представляется возможным.

В своем площадном распространении поймы испытывают резкие колебания. В областях развития осадочных коренных пород, особенно песчаных и глинистых свит, долины отличаются значительной шириной, на их днище получает развитие пойма, а на склонах — серии надпойменных террас. На тех же участках, где реки пересекают пластовые залежи,



Фиг. 18. Характер пойменных отложений р. Оки у парома на Московском тракте.

покровы или дайки траппов или существенно карбонатные толщи, долины испытывают резкие сужения, коренные склоны их сближаются, террасы выклиниваются или прослеживаются незначительными участками, а днище почти целиком занято рекой.

В соответствии с различиями в положении наблюдаемых разрезов пойм их характер существенно неодинаков. В области Предсаянской равнины аллювий выражен в фации суглинисто-глинистых осадков с небольшим участием галечников в нижней части разреза (фиг. 18). В четковидных расширениях долин дифференциация осадков на пойменную и русловую фации выражена резко. Верх разреза обычно представлен суглинками и песками, а нижняя часть, уходящая ниже меженного уреза воды, образована более или менее крупным галечником, сцементированным песчано-гравийным материалом.

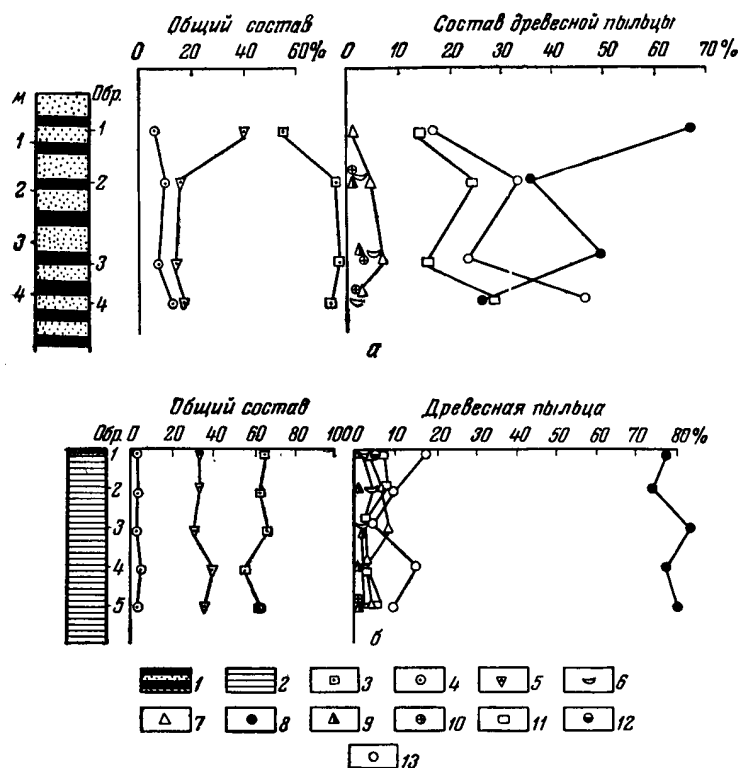
К голоценовым отложениям в долине Лены относится аллювий, слагающий многоступенчатую пойму. Отложения эти, возвышающиеся над меженным уровнем реки, в своей надводной части сложены светло-серым полимиктовым крупнозернистым песком. Местами, например, у пос. Нижний Шедай в качестве верхнего члена разреза высокой поймы зафиксированы коричневые глины.

Кроме высокой поймы, здесь пользуется распространением и ее низкий уровень с высотой над меженью в 4—6 м.

Спорово-пыльцевой анализ осадков низкой и высокой пойм выявил абсолютное господство пыльцы древесных пород (фиг. 19). Пыльца трав составляет менее 5%. В пыльцевом спектре преобладают зерна сосны, березы и ольхи, в меньшем количестве известна пыльца ели, пихты, лиственницы.

В низовьях р. Вилюй отложения поймы распространены так же широко, как и на других реках. Состав ее осадков во многом зависит от пород коренного ложа.

Весьма любопытные данные приводит М. Н. Алексеев (1957) в отношении ископаемого льда, погребенного в разрезе поймы. Лед наблюдался им в форме клиньев и линз. Наличие жильного льда служит указанием на существование в голоцене Якутии периодов резкого охлаждения.



Фиг. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений низкой поймы р. Лены у с. Синского (а) и отложений высокой поймы у Нижн. Шедая (б). Составлена Р. Е. Гитерман.

1 — переслаивание песка и торфа; 2 — глина; 3 — древесная пыльца
4 — пыльца травянистых растений; 5 — споры; 6 — *Larix*; 7 — *Picea*; 8 — *Pinus*; 9 — *Abies*; 10 — *Salix*; 11 — *Alnus*; 12 — *Pinus sibirica*; 13 — *Betula*

Необходимо заметить, что изучение голоцена Восточной Сибири находится еще в начальном периоде. Обоснованное его возрастное расчленение является делом будущих исследований.

Новейшие осадки речной аккумуляции — отмели, русловые образования, современное происхождение которых очевидно и не нуждается в какой-либо аргументации, — в настоящей статье не рассматриваются.

4. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕАЛЛЮВИАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Помимо аллювиальных отложений на территории юга и востока Сибирской платформы, среди образований четвертичной системы широким распространением пользуются элювиальные, элювиально-делювиальные, солифлюкционные, озерные и озерно-болотные, эоловые и другие отложения.

Все они изучены крайне слабо, хотя в отношении некоторых из них в последние годы получены новые интересные данные.

На юге рассматриваемой области — в Иркутском Приангарье — покровные образования, развитые на поверхностях междуречий, склонах и на большинстве надпойменных террас, пользуются широким распространением и уже давно служили объектом подробного изучения.

Однако в настоящее время единство взглядов на их происхождение и возраст еще не достигнуто.

Н. И. Соколов (1937) высказал мнение о том, что супеси, суглинки и лёссы Иркутского района представляют собой частью эоловые, частью делювиальные образования и могут быть разделены на три горизонта: нижний, очень плотный, коричнево-бурый; средний красно-бурый, менее плотный, иногда пористый, и верхний — желтый. В верхних частях нижнего и среднего слоя отмечаются горизонты выветривания или погребенные почвы.

Нижний горизонт так же, как и нижняя погребенная почва, прослеживается только до уровня 50—55 м террасы (VIII по счету этого автора), средний горизонт покровных образований ложится на аллювиальные отложения следующей 32—36 м террасы; а верхний перекрывает слои аллювия VI и V (18—20 м) террас и только в редких случаях образует накопления у тылового шва IV (12 м) террасы. В кровле II (сверху) почвы, по мнению этого автора, сделаны находки трогонтериевого слона и орудий среднепалеолитического облика.

И. В. Арембовский (1948) среди покровных образований выделяет только два горизонта и относит их к образованиям эолового генезиса. Толща покровных образований разделена, согласно представлениям этого автора, горизонтом погребенной почвы, несущим культурные остатки солотрейской эпохи.

Отмечая, что нижний лёссовый горизонт залегает на галечниках 25—30 м террасы, заключающих остатки *Elephas aff. trogontherii* со всеми чертами перехода к форме *Elephas primigenius*, а также и учитывая холодный перигляциальный облик захороненных в нем остатков легочных моллюсков, И. В. Арембовский считает этот горизонт одновременным первому из доказанных в Восточной Сибири оледенений (т. е. максимальному оледенению), слой погребенной почвы, несущий культурные остатки солотрейского облика, — одновременным межледниковой «рисс-вюрмской» эпохе, а верхний горизонт лёсса, лежащий на погребенной почве и заключающий находку мадленской культуры, а в самых верхах — азиль — «к вюрму».

Нижний лёссовый горизонт И. В. Арембовский считал одновременным задровым полям, распространенным в низовьях рек Китоя и Белой, связанный в единый генетический комплекс с моренами максимального оледенения. За следы этого оледенения автор, вслед за Ю. А. Жемчужниковым (1923), принимал «гляциодислокации», наблюдающиеся в толще четвертичных и мезозойских пород Черемховской долины, а в качестве остатков морены рассматривались глины, выполняющие клиновидные внедрения.

Несмотря на подкупающую ясность и стройность стратиграфических построений И. В. Арембовского, они не могут сейчас считаться полностью верными. Все исследования последних лет четвертичных отложений в Иркутском Приангарье показали, что здесь отсутствуют типичные лёссы эолового происхождения. Широко распространенные лёссовидные образования принадлежат либо делювиальным (в широком смысле) образованиям, либо являются осадками пойменной фации аллювия плейстоценовых террас. Несомненно, ошибочно также представление о распространении максимального оледенения за пределы горной области Восточного

Саяна. В качестве «гляциодислокаций» здесь отмечались проявления мерзлотно-солифлюкционных нарушений, хотя и связанных хронологически с оледенениями, но являющиеся ярким проявлением перигляциального режима.

Наиболее подробные данные о покровных образованиях Прииркутского района содержатся в работах А. И. Москвитина (1949, 1950). Личные наблюдения, выполненные этим исследователем в районе строительства Иркутской ГЭС, убедили его в ошибочности прежних его представлений (Москвитин, 1940) об эоловой природе лёссовидных образований. Поверх галечников III и IV террас он установил залегание мощного покрова суглинков супесей и песков, имеющих в общем делювиальную природу (делювий, солифлюксий, пролювий) и делящихся по вертикали на три толщи двумя горизонтами выветривания и почвообразования (Москвитин, 1950).

В этих покровных образованиях выделяются три толщи: верхняя — «средних суглинков», средняя — «легких лёссовидных суглинков» и нижняя — «тяжелых бурых суглинков».

Мощности нижней и средней толщ равны 7—10 м, верхней — 4 м. В доказательство делювиальной природы этих образований А. И. Москвитин приводит следующие факты: наличие признаков слоистости, переслаивание их с песками, местами замещение их песками, включение галечек и мелких кусочков разрушенного бурого угля.

Все эти признаки вполне достаточны для того, чтобы отказаться от эоловой гипотезы происхождения покровных образований Иркутского района. Однако они дают основание подозревать, что среди рыхлых накоплений присутствуют нераспознанные аллювиальные остатки. Касаясь возраста покровных накоплений, А. И. Москвитин, придерживаясь взгляда, что каждому ледниковому веку соответствует свой покров делювиально-солифлюкционных образований, а каждому межледниковому веку врезание реки, начало формирования аллювиальных осадков и погребенной почвы. Верхний делювиально-солифлюкционный покров он относит ко времени последнего на Русской равнине осташковского оледенения, средний горизонт — к калининскому оледенению, а разделяющую их почву к молодого-шекснинскому межледниковью. Время образования нижнего слоя тяжелых бурых суглинков, по А. И. Москвитину, следует сопоставлять с московским оледенением, а вторая сверху погребенная почва должна считаться синхронной, в таком случае, микулинскому межледниковью.

Несмотря на кажущееся сходство схем расчленения покровных образований А. И. Москвитина и Н. И. Соколова они не могут быть сопоставлены друг с другом. Отмечаемый Н. И. Соколовым как характерный горизонт «красно-бурых деградированных лёссов» не прослеживается, по-видимому, так широко, как это ему представлялось, и он нигде не отмечен другими исследователями. Не совпадают погребенные почвы и стратиграфически. Под второй сверху погребенной почвой А. И. Москвитин обнаружил в карьерах Лисихинского кирпичного завода в Иркутске многочисленные остатки мамонта и шерстистого носорога, в то время как Н. И. Соколов связывает с этой же почвой находки остатков слона — трогонтерия и орудий, близких к раннему мустье. Тем самым выявляется и несовпадение их представлений вообще. Принимая расчленение рассматриваемой толщи, предложенное А. И. Москвитиным как наиболее обоснованное, следует вместе с тем отметить, что прямое сопоставление выявленных горизонтов с отдельными ледниковыми и межледниковыми веками Европейской части СССР является преждевременным и не находит себе пока подтверждения в других фактах.

В более северных частях бассейна Ангары в строении рыхлого покрова надпойменных террас, особенно высоких и средних, кроме аллювиаль-

ных отложений, принимают участие также делювиальные образования. В типичном случае они образуют более или менее мощные скопления в тыловой части террасы и, кроме того, расстилаются по ее поверхности.

Не подлежит сомнению, что в огромный промежуток времени образования современного рельефа, охватывающий верхний мезозой и весь кайнозой, неоднократно меняющиеся климатические и орографические условия приводили к изменению факторов выветривания горных пород и накопления продуктов их разрушения. Многие мощные делювиальные толщи начали накапливаться в третичном периоде, а верхние их горизонты продолжают отлагаться и в настоящее время.

В некоторых случаях линии горных выработок вскрывали переслаивание делювиальных отложений с аллювиальными. Тем самым устанавливается одновременность их образования. Подобные взаимоотношения наблюдались в низовьях Илама, вблизи д. Зарубино у тыловых закраин V, VI и VII террас. Синхронизация аллювиальных и делювиальных образований позволяет, таким образом, установить развитие в рассматриваемом районе, помимо наиболее распространенных средне- и верхнеплейстоценовых, делювиальные образования нижнеплейстоценового и даже эоплейстоценового возраста.

Несомненные следы разновозрастных делювиальных образований можно видеть и в других местах. В Прибайкалье, на Качугском тракте в нескольких карьерах, заложенных для выемки дорожно-строительных материалов, на толще третичных песчано-галечных отложениях наблюдается налегание двух горизонтов делювия: верхнего бурого и нижнего серого. При этом верхний горизонт внедряется по ледяным клиньям в нижний и выполняет их псевдоморфозы (фиг. 20).

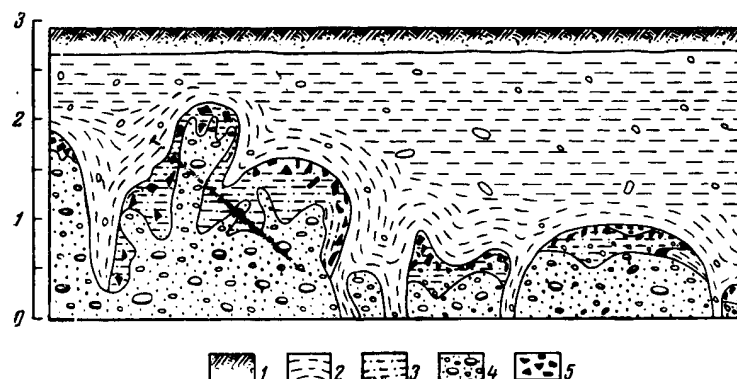
Мощные делювиальные толщи также не выступают в качестве однородных образований. В них отчетливо различаются горизонты, насыщенные щебнистым и глыбовым материалом, и горизонты, более или менее свободные от его включений.

Именно такие делювиально-солифлюкционные образования были встречены в шурфах у тыловых швов средних и высоких террас Илама в Тубинском расширении долины, или в районе строительной площадки Братской ГЭС, где скважиной 847 в толще делювиального покрова мощностью 17 м вскрыты шесть горизонтов щебнисто-глыбового материала, разделенные слоями суглинка, лишь в незначительной степени содержащего обломки. Характерно, что в суглинках, в разрезах обоих этих районов, постоянно встречаются обугленные или ожелезненные остатки растений.

Не исключена возможность, что щебнистые горизонты представляют собой образования, тождественные так называемым «глыбовым» горизонтам (И. И. Краснов, 1945), и в стратиграфическом отношении отвечают фазам ухудшения климатических условий, а разделяющие их горизонты суглинков соответствуют более умеренным в этом отношении отрезкам четвертичного периода и могут быть сопоставлены с межледниковыми или межстадиальными фазами истории плейстоцена.

Покровные образования сложного генезиса и, по-видимому, разного возраста пользуются в пределах Центрально-Якутской низменности широким распространением. Они описаны в последнее время в низовьях р. Вилюя и его притоков М. Н. Алексеевым, а в низовьях Алдана и на междуречьях этой реки с Леной и Амгой — И. М. Хоревой и Э. А. Вангенгейм. В этих районах покровные образования сложены главным образом, суглинками и супесями. Они покрывают мощным чехлом средние и высокие надпойменные террасы (кроме I надпойменной) и развиты на обширных площадях междуречий.

Суглинки и супеси в этих местах представлены чаще всего темно-серыми, серыми или палевыми разновидностями. Эти породы местами лишены следов какой-либо слоистости, обогащены карбонатами и носят лёссовидный облик. В других местах они горизонтально слоисты.



Фиг. 20. Разрез с двумя разновозрастными делювиальными покрывами

1 — почва; 2 — верхний бурый делювий; 3 — нижний серый делювий; 4 — третичные галечники; 5 — щебень.

В них часты слои, обогащенные полусгнившим растительным материалом, заключающие иногда остатки млекопитающих; в ряде разрезов наблюдались прослои торфа. Погребенные под значительной толщей вышележащих отложений торфяники нередко разбиты ледяными клиньями и несут следы складчатых деформаций мерзлотного происхождения.

Лед, помимо жильной формы, наблюдался М. Н. Алексеевым и в виде крупных масс линзовидного залегания, о котором он думает, что его можно считать погребенными водоемами.

В ряде мест непосредственно в «покровных» суглинках или вытаявших из погребенного льда илах собраны многочисленные остатки млекопитающих. Так, из суглинков, крошащих аллювий II террасы, расположенной у пос. Верхне-Вилуйска, происходят остатки многих особей: *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitis*, *Bison priscus deminutus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*.

Суглинки покрывают более древние отложения и в низовьях Алдана, в том числе они известны в обнажениях Мамонтовой горы, Чуйском и др. (Хорева, 1957). Здесь в большом числе экземпляров встречены приведенные выше формы и, кроме того, остатки *Cervus elephus*.

В Чуйском обнажении Э. А. Вангенгейм и И. М. Хоревой (1956) в нижней части покровных образований встречен зуб *Elephas primigenius* с примитивными признаками. Здесь же собраны зубы и челюсти грызунов: *Lepus timidus*, *Citella undulatus*, *Clethrionomys rutilus*, *Stenocranus gregalis*, *Lemmus obensis*, *Ochotona* cf. *hyperborea*, *Dicrostonyx torquatus*, *Microtus arvalis*, *Microtus* sp.

Вместе с ними здесь найдены немногочисленные раковины пресноводных и наземных моллюсков.

На Лено-Амгинском междуречье буровыми скважинами зафиксирована мощность описываемых отложений, близкая к 100 м. Залегают они здесь часто непосредственно на коренных породах. Эти отложения с большой долей вероятности относятся М. Н. Алексеевым к образова-

ниям частью делювиально-солифлюкционного, частью озерного и эолового генезиса.

Характер остатков фауны, встреченных в покровных образованиях Центральной Якутии, не оставляет сомнения, что их формирование происходило во время среднего и верхнего плейстоцена. Более подробное изучение этой толщи позволит наметить ее стратиграфическое разделение в пределах указанного отрезка плейстоценовой эпохи.

Приведенные сведения дают возможность сопоставлять рассмотренные отложения с так называемой эйкской свитой более северных частей Вилюйской впадины.

Расчленение других типов четвертичных отложений еще по существу не сделано, что связано с недостаточной степенью их изученности.

Приведенными данными целесообразно закончить рассмотрение разреза четвертичных отложений. Прежде, чем, однако, сделать оценку предложенной схемы расчленения образований четвертичной системы, необходимо осветить вопрос о стратиграфическом значении остатков млекопитающих. Сделать это необходимо в той связи, что многие ответственные выводы построены на основе именно этой группы палеонтологических остатков.

III. О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ОСТАТКОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Большинство геологов, работавших в последние годы в Восточной Сибири и, в той или иной мере, занимавшихся четвертичными отложениями, использовали имевшиеся в их распоряжении остатки млекопитающих животных в стратиграфических целях в соответствии со схемой развития четвертичной фауны, разработанной для Европейской части СССР В. И. Громовым (1948).

При этом принципиальная возможность стратиграфического расчленения толщи четвертичных отложений по остаткам млекопитающих у геологов сомнения не вызвала.

Наряду с этим, среди некоторых исследователей, преимущественно не специалистов геологов, занимающихся четвертичным периодом, были распространены (и существуют до последнего времени) взгляды о большой консервативности фауны млекопитающих в Восточной Сибири, эволюция которой в силу относительно мало меняющихся климатических и палеогеографических условий, или благодаря способности млекопитающих к миграции, якобы происходила замедленным темпом. Из этого делались выводы о малом стратиграфическом значении остатков млекопитающих.

Возникновению этого взгляда способствовало то обстоятельство, что среди обильных сборов ископаемых остатков млекопитающих, как это отмечал еще И. Д. Черский (1885—1886), не были известны животные, населявшие Европейскую территорию СССР в первую половину четвертичного периода: «...число слоновых зубов из Сибири,— писал он,— можно считать уже почти тысячами. Однако, все они относятся к одному лишь мамонту, т. е. *Elephas primigenius*, без примеси других, известных в Европе видов слонов, из которых *E. antiquus* и *E. meridionalis* найдены даже на юге и юго-востоке Европейской России».

Со времени выхода работ И. Д. Черского количество находок ископаемых четвертичных животных во много раз возросло. Тем не менее И. П. Герасимов и К. К. Марков (1933), освещая в своей монографии вопросы истории развития фауны в течение «ледникового периода», вынуждены были присоединиться к этому же выводу.

За последние годы, однако, накопился ряд новых фактов, многие из них изложены выше, которые не укладываются в рамки привычных представлений и требуют для своего объяснения выработки других взглядов.

Из общей массы казавшегося однообразным остеологического материала сейчас выделены ряд форм, указывающих на существование в Восточной Сибири представителей тех же основных фаунистических комплексов, которые установлены и на Русской равнине и частично в Северном Китае.

Находки верхнетретичных и древнечетвертичных животных пока еще не многочисленны. Однако они сделаны в самых различных частях Восточной Сибири от Якутии на севере до Прибайкалья на юге и от Лены на востоке до Енисея на западе.

Все остатки древнечетвертичной фауны найдены в геологических условиях, как это можно было видеть из изложенных данных, существенно отличных от тех, в которых обнаружены остатки мамонтовой фауны.

Расположение находок остатков млекопитающих, обнаруженных в коренном залегании, и тех находок, местонахождение которых не вызывает сомнения, показывает, что многочисленные представители мамонтовой фауны (их сейчас насчитывается много десятков экземпляров), принадлежащие таким животным, как мамонт, шерстистый носорог, короткорогий бык, северный олень, встречены только в аллювиальных отложениях I, II и на некоторых реках — III надпойменных террасах. Кроме этого, они приурочены к покровной толще сложного озерно-эолового или делювиально-солифлюкционного генезиса, покрывающей междуречья, коренные склоны долин и все террасы, за исключением I надпойменной.

Однако в самих аллювиальных отложениях IV—VII террас ни в одном месте представители мамонтового комплекса не обнаружены.

Из этого с полной очевидностью вытекает вывод о том, что комплекс мамонтовой фауны не существовал в течение всего четвертичного периода, а соответствует в его истории хотя и значительному, но тем не менее ограниченному отрезку времени.

Аллювиальные осадки наиболее древней террасы, заключающей представителей мамонтового комплекса (III террасы на Ангаре, II — на Вилюе), характеризуются одновременно холоднолюбивыми, тундровыми или лесотундровыми спорово-пыльцевыми комплексами и несут ясные следы проявления мерзлотно-солифлюкционных процессов. Эти признаки указывают, таким образом, на очень резкие изменения в климатических и физико-географических условиях, не имевших места на территории Восточной Сибири ранее и наступивших лишь во время формирования аллювиальной толщи террасы. Этот переломный в истории плейстоцена момент наиболее естественно связывать со временем максимального оледенения горных областей Южной Сибири и ее северных низменных окраин и формированием на остальной территории вечной мерзлоты.

Об одновременности явления вечной мерзлоты и комплекса мамонтовой фауны свидетельствуют многочисленные факты сохранения в мерзлоте трупов животных с мягкими органическими тканями. По сводке М. Сумгина (1936), в вечно-мерзлых грунтах встречены трупы мамонта, шерстистого носорога, мускусного быка, лошади (?), лемминга, песца, всего 30 находок. Этот перечень следует дополнить (по сообщению Ю. Н. Попова, 1948) находками части ноги лошади с кожей и шерстью, нижней челюсти лисицы и трех совершенно целых трупов сусликов. Все эти животные принадлежат к мамонтовому комплексу. Име-

ется только одно указание, принадлежащее М. В. Павловой о нахождении в мерзлоте черепа с сохранившимися тканями более древнего животного (носорога Мерка). Однако отсутствие сведений об условиях залегания этой формы в разрезе и ее резкое несоответствие всем другим данным позволяют не придавать этому сообщению большого значения.

Не имеется пока никаких фактических оснований к тому, чтобы считать, что эти события не были в геологическом смысле одновременными веку максимального днепровского оледенения Русской равнины или самаровского — в Западной Сибири. Такое сопоставление позволяет заключить время существования комплекса «мамонтовой» верхнепалеолитической фауны в хронологические границы от среднего плейстоцена до позднеледниковоего времени, когда эта фауна частично вымирает, а частично видоизменяется в современную.

Определив, таким образом, место мамонтовой фауны в хронологии плейстоцена, можно сделать вывод о том, что другая четвертичная фауна залегает в более низких стратиграфических горизонтах и должна соответствовать времени от эоплейстоцена до века максимального оледенения.

Среди этой фауны Э. А. Вангенгейм (см. статью в настоящем сборнике) выделены три последовательно сменяющих друг друга комплекса: 1) алданский, параллелизуемый с таманским комплексом В. И. Громова Юго-Восточной Европы и с нихэвинской или, может быть, джоукоутянской фаунами Северного Китая (верхний эоплейстоцен); 2) комплекс фауны с *Elephas wüsti*, *Rhinoceros mercki*, сопоставляемый с тираспольским комплексом В. И. Громова, и 3) хазарский комплекс.

В связи с изложенными выводами, основанными на геологических и палеонтологических материалах, необходимо проследить аргументацию, которая выдвигалась для утверждения противоположного взгляда на стратиграфическое значение млекопитающих и в частности мамонтовой фауны.

И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939) свои представления о стабильности с третичного времени мамонтовой фауны сформулировали на основе выводов И. Д. Черского, относящихся к восьмидесятым годам прошлого столетия и вполне понятных для того времени, но, как было показано, не оправдываемых современным фактическим материалом. Помимо этого, они использовали ссылки и на более поздние работы зоологов и ботаников.

Ознакомление с рядом современных работ, затрагивающих вопросы истории полярной растительности и животного мира, показывает, что зоологи и ботаники оперируют только данными флорогенетического или зоогенетического анализа.

О том, насколько такие выводы обоснованы с геологической стороны, можно судить по следующим выдержкам:

Н. А. Бобринский (1946), говоря о возникновении фауны тундры, писал, что она сложилась по всем данным в течение ледникового периода. Многие роды, явно приспособленные к тундровым условиям, обособились много раньше, по-видимому, еще в середине третичного периода. Какие-либо другие выводы хронологического порядка не общаются.

А. И. Толмачев (1927, стр. 703) в работе, посвященной происхождению тундрового ландшафта, нашел, что «...процесс образования тундр в неоледеневавших областях приполярной Сибири и отчасти Америки должен быть признан в общих чертах синхроничным наибольшему развитию ледников в Европе и значительной части Америки», а ухудшение климата, повлекшее за собой ледниковые явления, «...произошло на рубеже третичной и четвертичной эры...».

Б. Н. Городков (1946, стр. 349) связывал климатические изменения с передвижением полюсов в третичном периоде. «Восточная Евразийская Арктика, включающая восточную часть тундровой зоны,— писал он,— возникла в третичное время, когда полюс был вблизи Аляски» (стр. 349).

Более осторожно формулировали свои взгляды Б. М. Лавренко (1946) и Б. А. Тихомиров (1946). Последний автор, отмечая более сложную и разнообразную картину растительности в «ледниковый период в восточном секторе Арктики по сравнению с западным, писал: «Значительные участки суши, не занятые ледниковым покровом при суровости климата в этот период создавали вполне благоприятные условия для развития вечной мерзлоты и формирования тундровой растительности. И если начало образования арктической растительности лежит на грани между плиоценом и плейстоценом, то значительное развитие тундровых группировок всецело связано с развитием ледниковых явлений на севере Восточной Сибири в плейстоцене» (стр. 319).

М. И. Сумгин (1936) соображения о времени возникновения вечной мерзлоты излагает таким образом: «Возникновение рассматриваемого явления для ряда районов, в особенности для более северных районов Евразии и Северной Америки, надо отнести к первым моментам того похолодания, которым геологи датируют конец плиоцена» (стр. 223).

Приведенные высказывания дают ясное представление о способе возникновения взгляда геоботаников и зоогеографов на верхнетретичный или раннечетвертичный возраст тундрового ландшафта и вечной мерзлоты.

Относительная древность тундровых биоценозов восточного сектора Арктики по сравнению с биоценозами западного сектора устанавливается ими путем изучения систематического состава животных и растений и современных ареалов их распространения и проводится, таким образом, полностью методами биогеографии. В вопросе же о времени возникновения тундрового ландшафта зоологи и ботаники исходят из положений, заимствованных (часто некритически) из геологии, установленных главным образом на материалах Европейской части СССР.

Решить собственными методами, основанными на изучении пространственных явлений, вопросы хронологического порядка биогеографии, естественно, не имеют возможности.

Понимание этого несоответствия между задачами и методом и было высказано зоологом А. Н. Формозовым (1954): «Начавшееся со времени Н. А. Северцова увлечение изысканиями в области истории фауны, осуществляемыми зачастую без наличия необходимых геологических и палеонтологических материалов, приводило и приводит к чисто спекулятивным выводам, тем более, что при этом нередко недоучитываются современные экологические условия расселения животных» (стр. 114).

Возвращаясь к геологической стороне вопроса, следует, таким образом, иметь в виду, что ссылки на верхнетретичный или раннечетвертичный возраст образования тундрового ландшафта вообще и комплекса мамонтовой фауны в частности не находят подтверждения в фактическом материале.

Фауна млекопитающих, как один из ведущих элементов, может использоваться в стратиграфических целях, а намечающаяся сходная, в основных чертах, ее эволюция в Европейской части СССР и его Азиатской части является одной из главных предпосылок для создания в будущем единой стратиграфической шкалы отложений четвертичной системы для всей территории СССР.

Также большое значение для решения поставленной задачи — разработки естественного разделения осадков четвертичного периода имеет и вопрос об истории растительности. Этот вопрос освещен еще далеко не полно, но в последние годы благодаря работам Р. Е. Гитерман (1957), М. П. Гричук (1955) и А. И. Поповой (1955) значительно продвинулся вперед.

Растительность неогена, по сравнению с более ранней растительностью третичного периода, как это установлено А. Н. Криштофовичем (1955), характеризовалась значительным обеднением родов и видов и установлением полного господства тургайской листопадной флоры.

Прогрессирующее ухудшение климата в течение неогена привело к его концу (А. П. Васьковский, 1954, А. И. Попова, 1955, М. Н. Караваев, 1955) к существенному возрастанию роли хвойных и к обеднению лесов широколиственными породами. Эта линия развития на грани третичного и четвертичного периодов привела к становлению холодостойкой таежной растительности. Однако процесс перерождения тургайской флоры в тайгу не мог представлять собой единовременную замену одного растительного покрова другим. Несомненно некоторое время и в четвертичном периоде существовали приспособившиеся к новым климатическим и почвенным условиям реликты. Именно таким образом следует, по-видимому, интерпретировать примесь пыльцы широколиственных (дуб, вяз, липа) и хвойных экзотических растений (сосны из секции *Strobus*, *Cembra*, *Taeda*, *Eupitys*) в таежных спектрах эоплейстоцена.

В течение эоплейстоцена существовала, по-видимому, темнохвойная тайга с небольшой примесью третичных экзотов, причем широколиственные были свойственны даже лесам Якутии.

Только в конце нижнего плейстоцена (в традиционном понимании этого отрезка времени) в вилюйском бассейне отмечается по спорово-пыльцевым данным некоторая деградация лесного покрова, однако наличие растительных остатков в виде шишек хвойных и древесины является свидетельством далеко не полного исчезновения древесных пород.

Растительность начала плейстоцена изучена слабо. По имеющимся немногочисленным данным, господствующее место в самом начале этой эпохи продолжает сохранять та же таежная растительность, но без примеси широколиственных деревьев. Несколько позже уже наметившаяся тенденция к ухудшению климата достигает своего максимума. Лесной покров дегидратировал почти на всей рассматриваемой территории (кроме средней Лены), заменившись открытым ландшафтом «холодной» степи. В предгорных областях по периферии ледников располагались тундра или лесотундра. Именно с этим временем совпадает появление мамонта раннего типа и других представителей верхнепалеолитического комплекса, а экологический состав маллакофауны отражает неудовлетворительные условия тепла и питания.

Судя по данным Р. Е. Гитерман (1957), весь остальной отрезок плейстоцена в бассейнах Нижней Тунгуски, Вилюя и средней Лены характеризуется сохранением степных или тундровых пространств с участием злаков, полыней, разнотравья, осок; леса из березы, сосны и, вероятно, лиственницы были распространены лишь в виде небольших участков.

М. П. Гричук (1955) в спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из отложений плейстоцена бассейна Ангара, отмечает присутствие в низах аллювия 18—20 м и в отложениях 14 м террасы широколиственных (дуб, липа, ильм), которые выступают как примесь к темнохвойным, образующим леса. В другие отрезки верхнего плейстоцена, согласно

представлениям упомянутого исследователя, преобладала светлехвойная тайга и степные пространства.

Факт наличия широколиственных пород должен вызывать большой интерес, как первое, по существу, свидетельство существования в плейстоцене Восточной Сибири условий, сходных с межледниковьями Европы. Этот факт вызывает тем больший интерес, что аллювиальные толщи, содержащие эту пыльцу, включают холоднолюбивую фауну и кое-где несут следы мерзлотных деформаций. Этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

Новое существенное изменение растительности отмечается на границе плейстоцена и голоцена. Открытые степи сменяются таежными лесами, завоевавшими современные широкие площади их развития.

IV. МЕСТНАЯ СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СХЕМЫ

Изложенные на предшествующих страницах сведения об условиях залегания, строении, составе, текстуре четвертичных отложений, а также комплексе связанных с ними остатков органической жизни дают возможность наметить естественное деление четвертичного периода на основе местных региональных особенностей.

В качестве наиболее крупных стратиграфических единиц, ясно прослеживаемых на всей освещаемой территории, выделяются три комплекса отложений, занимающих разное положение в рельефе и охарактеризованных каждый своим собственным составом фауны и флоры. Эти подразделения четвертичной системы приравнены в своем таксономическом значении к отделам. В целях их сопоставимости с другими местными шкалами, разработанными в последние годы для различных территорий Сибири, нижнему из этих отделов присваивается предложенное В. И. Громовым наименование «эоплейстоцен», а за двумя другими сохраняются названия «плейстоцен» и «голоцен».

Два первых отдела могут быть разделены на более дробные горизонты, по своему значению, вероятно, соответствующие ярусам (см. схему 1).

К эоплейстоцену отнесены послетретичные аллювиальные отложения высоких цокольных террас Ангары, Лены, Вилюя и других рек, характеризующиеся приблизительно равным по мощности соотношением осадков русловой и пойменной фаций (в пределах одного яруса аллювия), некрупными размерами галечного материала и в отличие от третичного аллювия полимиктовым петрографическим составом, серой и зеленовато-серой окраской. Для минералогического состава тяжелой фракции этих отложений свойственно присутствие большого количества компонентов, но наиболее легко разрушаемые от выветривания минералы такие, как пироксен, оливин и некоторые другие находятся в сравнительно меньшем количестве, чем в более молодых отложениях.

Из других типов отложений к эоплейстоцену, несомненно, можно отнести и делювиально-солифлюкционные шлейфы, вклинивающиеся местами в аллювиальные толщи высоких террас и связанные с ними фациальными переходами.

Отложения эоплейстоцена вмещают остатки млекопитающих, сравнимые с такими же остатками, принадлежащими к таманскому и тираспольскому фаунистическим комплексам Европейской части СССР.

К первому из них принадлежат *Elephas* cf. *namadicus*, *Elephas* cf. *meridionalis*, *Equus* cf. *sanmeniensis*, *Alces latifrons*, *Trogontherium* cf. *cuvieri*, *Canis variabilis* Pei, происходящие с Алдана, Ангары и из других мест.

Второй комплекс по Э. А. Вангенгейм (1957) образуют *Rhinoceros mercki*, *Elephas wüsti* и *Rhinoceros cf. antiquitatis*, экземпляры которых собраны на Вилюе и Лене.

На этой основе, а также по признаку распределения по разным террасовым уровням отложения эоплейстоцена четко делятся на два горизонта, которые, возможно, имеют значение ярусов.

Растительный покров эоплейстоценовой эпохи представлен хвойными лесами таежного типа, образованными главным образом елью, пихтой, лиственницей с примесью других пород, среди которых встречались и широколиственные.

Характер растительности и одновременного ей животного мира дают ясное представление о климате эоплейстоцена. Несмотря на значительное, по отношению к третичному периоду ухудшение, он не был особенно холодным и суровым. Достаточно сказать, что в современную эпоху в лесной растительности Восточной Сибири господствует менее требовательная к условиям тепла и увлажнения светлохвойная тайга, а широколиственные компоненты в ней отсутствуют полностью. Экология крупных млекопитающих, среди которых выявлены южно-азиатские элементы, служат также убедительным аргументом в пользу сделанного вывода.

Из характера отложений эоплейстоцена можно сделать вывод о полном отсутствии в них следов оледенения или перигляциальных явлений на рассматриваемой территории.

Можно высказать предположение о том, что покровное оледенение в эоплейстоцене вообще отсутствовало на территории Сибирской платформы. Причем это предположение не ставит равнинные пространства Восточной Сибири в исключительное положение. Данные, приводимые сейчас в обоснование развития нижнечетвертичного оледенения и в Западной Сибири, крайне ограничены. Так геологи, обосновывающие его существование, оперируют главным образом фактами наличия в толщах, подстилающих морену максимального оледенения валунов, иногда «экзотического» состава. Возможность заноса валунов многими другими способами при этом не рассматривается.

Сказанное ни в коей мере не может относиться к раннечетвертичному оледенению горных областей Южной Сибири, морены которого наблюдались Е. Н. Шукиной (1953) на Алтае, а Л. Д. Шорыгиной (см. ее работу в настоящем сборнике) в сопредельной части Тувы. Однако отсюда нужно сделать заключение о том, что это горное оледенение не являлось результатом общеклиматических явлений, а представляет собой лишь следствие проявлений неотектоники — поднятия южно-сибирских гор, обеспечивших образование в них местных ледников.

Возвращаясь к вопросу о расчленении четвертичного периода Сибирской платформы, следует оттенить то обстоятельство, что эоплейстоцен в принятых в настоящей работе границах обнимает верхи плиоцена и весь нижний плейстоцен в обычном понимании этих стратиграфических подразделений. В таком понимании эоплейстоцен Восточной Сибири имеет несколько иной объем, чем в Европейской части СССР (В. И. Громов, 1957), где в него включен только верхний плиоцен.

Как показано выше, весь этот отрезок времени характеризуется единством многих существенных сторон геологической эволюции.

Нижняя граница эоплейстоцена лишена достаточной четкости. При имеющемся в настоящее время фактическом материале наиболее вероятно она может быть проведена в основании аллювия террасы, которой начинается новый эрозионный цикл в долинах крупных рек и располагающейся непосредственно ниже третичных террас, несущих

аллювиальный покров со следами наложенного выветривания. Аллювий этой террасы, как указывалось, вмещает остатки млекопитающих, принадлежащих к таманскому (нихэванскому) фаунистическому комплексу. Вероятно, эти отложения характеризуют не самые ранние слои эоплейстоцена, однако вопрос о более низких его горизонтах может быть решен лишь дополнительными исследованиями.

Верхняя граница эоплейстоцена более ясна и определена. Она улавливается по резкой смене характера аллювиальных образований в долинах рек. Плейстоценовым террасам свойственен низкий коренной цоколь и благодаря этому повышение мощности аллювиальных накоплений, среди которых осадки пойменной фации существенно преобладают. Примечательным свойством этих отложений является наличие крупных глыб в осадках русловой и пойменной фаций. Другая их маркирующая особенность выражается в проявлениях синхронных осадкам мерзлотных деформаций в виде выполнений по ледяным клиньям или криотурбациям, являющихся результатом солифлюкционного смещения. Петрографический состав галечного материала отражает все разнообразие пород, распространенных в бассейне реки. В шлихо-минералогических спектрах отмечается большое разнообразие минералов, в трапповых областях большое значение в них приобретают пироксены и оливин.

Отложения пойменной фации — глины, суглинки и тонкие супеси — часто обладают прекрасно выраженными лёссовидными свойствами: они пористы, однородны по механическому составу, держат вертикальный откос, отличаются повышенной карбонатностью.

Такие же свойства присущи и многим одновозрастным делювиальным образованиям, особенно в южных районах.

В составе растительности полностью исчезают широколиственные породы, для больших территорий намечается деградация лесного покрова и замена его открытыми пространствами «холодной» степи.

Наконец, с началом плейстоцена происходят существенные изменения в составе млекопитающих. Пышного расцвета достигает фауна верхнепалеолитического — «мамонтового» комплекса, среди которой Э. А. Вангенгейм отмечает *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Bison priscus* (короткорогая форма), *Equus caballus*, *Rangifer tarandus*, *Capreolus pygargus*, *Saiga tatarica*, *Ovis nivicola*, *Ursus arctos*, *Gulo gulo*, и фауна грызунов с *Dicrostonyx torquatus*.

Все перечисленные признаки отмечают наступление новых, не имевших прецедента ранее условий. Характер этих изменений не оставляет сомнения в том, что они являются выражением ярко проявляющегося перигляциального режима.

Единственно возможно сопоставление этого отрезка времени с веком максимального оледенения Европейской территории СССР, Западной Сибири и горных областей и северных окраин Восточной Сибири. Можно, следовательно, было бы проводить верхнюю границу эоплейстоцена по подошве отложений, несущих первые явные признаки перигляциальных условий. Однако отложения первой половины «среднего плейстоцена» существующих стратиграфических схем уже значительно отличаются от образований эоплейстоцена и включают остатки животных хазарского комплекса. Этот комплекс в эволюции млекопитающих, согласно В. И. Громову (1948), стоит гораздо ближе к верхнепалеолитическому комплексу, нежели к эоплейстоценовым. Кроме того, существуют, пока правда единичные, наблюдения о том, что аллювиальные отложения, несущие остатки мамонта раннего типа, прислоняются на р. Нижней Тунгуске и на р. Куде к отложениям, уже затронутым сингенетичными мерзлотными деформациями.

Представляется более правильным поэтому рассматриваемую границу несколько снизить и проводить в основании образований, заключающих представителей хозарского комплекса.

В этом случае она пройдет между нижним и средним плейстоценом традиционных схем.

Плейстоцен четко делится на три горизонта (яруса). Нижний из них охарактеризован хозарским фаунистическим комплексом, средний и верхний — верхнепалеолитическим. Однако последний не однороден. В нем различаются (Э. А. Вангенгейм, 1957) более древняя фауна с мамонтом раннего типа и крупными лошадьми и относительно более молодая фауна, для которой характерны мамонт позднего типа и раса мелких лошадей.

Средний и верхний горизонты плейстоцена различаются и по культуре палеолита. К верхам первого из них относятся наиболее ранние в Восточной Сибири памятники ориньяско-солотвейской культуры (стоянки Мальта, Буреть, Частинская). Верхний ярус охарактеризован мадленской культурой (стоянки типа Афонтова гора II), и на его грани с современной эпохой стоит эппалеолитическая культура.

Верхняя граница плейстоцена также достаточно четкая. Она определяется временем деградации последнего сартанского горно-долинного оледенения, вымиранием многих руководящих представителей верхнепалеолитического комплекса, выходом из убежищ и распространением тайги современного облика и наконец заменой палеолита неолитической культурой.

Определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом остатков мамонта по образцам М. Н. Алексеева (1954) с Вилюя и такие же определения таймырского мамонта дают основание относить начало голоцена в Восточной Сибири ко времени, отстоящему от современности приблизительно на 10—11 тысяч лет.

Предложенное деление отложений четвертичного периода на три отдела соответствует, как указывалось, наиболее его крупным естественным комплексам, отражающим доледниковую, ледниковую и послеледниковую историю. По своей абсолютной продолжительности они весьма не одинаковы. Эоплейстоцен в этом отношении значительно превосходит плейстоцен, а последний, в свою очередь, — голоцен. Последняя эпоха четвертичного периода едва только началась. Фактор времени в периодизации геологической истории вообще не представляется решающим критерием по сравнению со значимостью событий, которые протекают на ее естественных рубежах, принимаемые за геологические границы разного ранга.

Трехчленное деление четвертичного периода части Восточной Сибири, вытекающее из фактов отсутствия следов нижнечетвертичного оледенения, дает возможность сопоставления местной стратиграфической шкалы с подобными схемами, разработанными для юга Западной Сибири и Европейской территории СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Стратиграфия кайнозойских отложений и геоморфология северной части Вилюйской впадины. 1954. Рукопись.
- Алексеев М. Н., Гитерман Р. Е., Куприна Н. П., Медянцева А. И., Равский Э. И., Хорева И. М., Чеботарева Н. С. Материалы по стратиграфии третичных и четвертичных отложений южной и восточной частей Сибирской платформы. 1956. Рукопись.
- Арембовский И. В. Стратиграфия четвертичных отложений Восточной Сибири. 1948. Рукопись.
- Арембовский И. В. К проблеме стратиграфии антропогена Иркутского амфитеатра. Тр. Иркутск. гос. ун-та, 1951, 5. вып. 2.

- Бобринский Н. А., Зенкевич Л. А. и Бирштейн Я. И. География животных. М., изд. «Сов. наука», 1946.
- Борисевич Д. В. и Покровский Г. М. Геолого-геоморфологические исследования в бассейнах р. Белой и р. Оюта (Восточный Саян). 1948. Рукопись.
- Васильковский А. П. Остатки хвойных четвертичного возраста на Северо-Востоке СССР. Мат. по геол. полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, 1954, вып. 8.
- Вахрамеев В. А. и Пущаровский Ю. М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. Вопросы геологии Азии, т. 1. М., изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр. Акад. наук СССР, 1939, вып. 33.
- Герасимов М. М. Поздние палеолитические стоянки р. Белой. Бюлл. Ком. изуч. четверт. периода, 1940, № 6—7.
- Гитерман Р. Е. Новые данные по истории развития растительности в течение четвертичного периода на территории Центральной Сибири. 1957. Рукопись.
- Гричук В. П. и Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географиз, 1948.
- Гричук М. К истории растительности в бассейне Ангары. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 102, № 2.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, геол. сер. (№ 17).
- Громов В. И. Особенности и своеобразие четвертичных отложений и схема их стратиграфического расчленения. Краткое руков. по комплексн. геол. съемке четвертичн. отлож. Изд. АН СССР, 1957.
- Елисеев В. И. и др. Отчет о геолого-геоморфологических исследованиях партии № 179 в бассейне нижнего течения рр. Бирюсы и Чуны в 1954 г. 1955. Рукопись.
- Ефименко П. П. Первобытное общество. Киев, изд. Акад. наук УССР, 1953.
- Караваяев М. И. Палеогеографическая реконструкция ландшафтов Центр. Якутской равнины в кайнозой. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 107, № 4.
- Криштофович А. И. Развитие ботанико-географических областей Северного полушария с начала третичного периода. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2, М., изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Лавренко Е. М. Основные черты развития флоры и растительности севера Евразии (Палеарктики) в четвертичное время. Тр. Инст. геогр. Акад. наук СССР, 1946, вып. 37.
- Малиновский В. Ю. Геоморфология и история развития рельефа бассейна верхнего течения р. Н. Тунгуски. Диссертация, 1953.
- Мартинсон Г. Г. Четвертичные моллюски в древних террасах Ангары и Иркутга. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, 1951, № 16.
- Москвитин А. И. Лёс и лёссовидные отложения Сибири. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 14; геол. сер. (№ 14), 1940.
- Москвитин А. И. К вопросу о происхождении и возрасте четвертичных отложений окрестностей г. Иркутска. Рукопись. 1950.
- Москвитин А. И. Предварительный отчет об исследованиях в Сибири в 1950 г. 1951. Рукопись.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 3. М.—Л., изд. Акад. наук СССР, 1938.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн, т. 1—2. Тр. Всес. геол. развед. объедин., 1932, вып. 164.
- Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. Изв. Всес. геогр. общ., 1953, № 5.
- Окладников А. П. 1. Неолитические памятники в низовьях р. Ангары (по работам 1937 г.). Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1940, № 6—7.
- Окладников А. П. 2. Палеолитические находки в Бурети (1936 и 1937 гг.). Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, 1940, № 6—7.
- Окладников А. П. Следы палеолита в долине р. Лены. Мат. и исслед. по археологии СССР, № 39, 1953.
- Павлова М. В. Палеозоология, ч. 2. Позвоночные. М.—Л., Гос. издат., 1929.
- Павловский Е. В. и Арембовский И. В. Новая неолитическая стоянка на р. Киде (Иркутская обл.). Природа, 1948, № 4.
- Покровский Г. М. и др. Объединенный отчет партии № 177, 179 и 180 Северной экспедиции о геолого-морфологических исследованиях в бассейне среднего и нижнего течения р. Ия. Рукопись. 1954.
- Помелов А. А. и др. Отчет о результатах поисковых работ партии № 40 Амакинской экспедиции в бассейне среднего и нижнего течения р. Илим за 1905 и 1951 гг. 1952. Рукопись.
- Попова А. И. Споры-пыльцевые спектры четвертичных отложений Центральной Якутии в связи с историей развития растительности ее в послетретичное время. Якутск. фил. Акад. наук СССР. Тр. Инст. биологии, 1955, вып. 1.

- Попов Ю. Н. Находки ископаемых трупов млекопитающих в мерзлых слоях плейстоцена северо-восточной Сибири. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1948, № 13.
- Рюмин А. К. Новые данные о Чадобецкой неолитической стоянке на р. Ангаре. Сов. археология, 1951, 15.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Арктике. М.—Л., изд. Главсевморпути, 1953.
- Соколов Н. И. О террасах верхнего течения р. Ангары. Пробл. физ. геогр., 1937, 4.
- Соколов Н. И. и Тюменцев Н. В. К вопросу о находке *El. trogonterii* Pol. в бассейне Ангары. Доклады Акад. наук СССР, 1949, 69, № 3.
- Сумгин М. И. Общее мерзлотоведение. М.—Л., изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Тихомиров Б. А. Основные черты четвертичной истории растительного покрова Советской Арктики. Тр. Инст. геогр. Акад. наук СССР, 1946, вып. 37.
- Толмачев А. И. О происхождении тундрового ландшафта, Природа, 1927, № 9.
- Тугаринов А. Я. К послетретичной истории ландшафта Сибири. Доклады Акад. наук СССР, 1925.
- Формозов А. Н. Современные вопросы зоогеографии и их практическое значение. В кн.: Материалы ко второму съезду географического общества СССР. М., изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Хороших П. П. Неолитическое погребение на р. Кае (окрестности г. Иркутска). Кр. сообщ. Инст. мат. культуры, 1954, вып. 54.
- Цейтлин С. М. и др. Отчет о работе партии № 15 Орловской экспедиции за 1950 г. (геолого-геоморфологич. исследования на левобережье р. Ангары между дер. Закурдаево и Селенгино). 1951. Рукопись.
- Черский И. Д. Описание коллекции послетретичных животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885—1886 гг. Зап. СПб., мин. общ., 1891, 65.
- Шарков В. В. Отчет геоморфологических исследований в долине среднего течения реки Чуны. 1948. Рукопись.
- Щербакова Е. М. Об условиях обитания мамонта и носорога в бассейне р. Ангары. В кн.: Материалы по палеогеографии. М., изд. Моск. унив., 1954.
- Щукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. Библ. 1953. Рукопись.
-

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор *В. И. Громов*

Э. А. ВАНГЕНГЕЙМ

ФАУНА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЮГО-ВОСТОКА И ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фауна четвертичных млекопитающих юго-восточной и восточной части Сибирской платформы до сих пор изучена очень плохо. Несмотря на то, что для этой территории еще с прошлого века известны многочисленные находки так называемой мамонтовой фауны (верхнепалеолитического комплекса), здесь никаких данных о более древних фаунах не было. Кроме того, среди геологов утвердилось мнение, что мамонтовая фауна существовала на этой территории с начала плейстоцена. Это вызвало скептическое отношение к возможности палеонтологического обоснования стратиграфии четвертичного периода по фауне млекопитающих вообще и Сибири в частности.

Район средней Лены и низовьев Алдана до недавнего времени относился к числу слабо изученных в геологическом отношении территорий Союза. В самые последние годы накопилось довольно большое количество новых материалов, в связи с проведением государственной геологической съемки в масштабе 1:1 000 000, исследованиями СОПС АН СССР и другими организациями. Однако все составленные для этого района схемы строения четвертичных отложений страдают общим недостатком. Они не имеют палеонтологического обоснования.

Работы четвертичных отрядов Центрально-Сибирской экспедиции Геологического института АН СССР за последние годы показали, что фауна млекопитающих наряду с другими методами изучения четвертичных отложений может быть применена для стратиграфических целей.

Настоящая работа является предварительным итогом изучения палеонтологического материала, собранного на территории южной и восточной части Сибирской платформы и прилегающих к ней районов за 1955 и 1956 гг. Основной целью исследований было выяснение стратиграфического значения фауны четвертичных млекопитающих Восточной Сибири и попытка создания палеонтологического обоснования стратиграфии четвертичных отложений для исследованной территории.

Автором были проделаны маршруты в среднем течении р. Лены (совместно с Н. П. Куприной), в нижнем течении рек Алдана, Амги и на Лено-Амгинском водоразделе (совместно с И. М. Хоревой). Материалом для работы послужили как сборы автора, так и материал, просмотрен-

ный в краеведческих музеях (Якутском, Ытык-Кельском и Чурапчинском). Кроме того, были использованы палеонтологические материалы, собранные за последние годы сотрудниками Геологического института АН СССР и ряда других организаций, переданные для определения в отдел четвертичной геологии ГИН (определения производились В. И. Громовым и Э. А. Вангенгейм), а также данные других палеонтологов, в частности И. А. Дуброво, которая совместно с М. Н. Алексеевым впервые для Восточной Сибири обнаружила в четвертичных отложениях долины Вилюя элементы более древних фаун млекопитающих, чем верхне- и среднелейстоценовые (Дуброво, 1953, 1957).

Анализ фауны млекопитающих показал, что она для Восточной Сибири имеет такое же большое стратиграфическое значение, как и для Европейской части СССР. В исследованном районе можно выделить те же руководящие фаунистические комплексы, которые были выделены В. И. Громовым (1948) для Европейской территории СССР, и сравнить их с фаунами прилегающих стран, в частности Китая.

Благодаря выделению таких комплексов нам удалось дать палеонтологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений для района Средней Лены, Алдана и бассейна среднего и нижнего течения Вилюя.

В настоящей работе принимается схема подразделения четвертичной системы, предложенная В. И. Громовым (1957). Принимается деление четвертичной системы на три отдела: эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. Под эоплейстоценом понимается верхний плиоцен старых схем (виллафранк Европы, нихэвань Северного Китая и т. д.). Эоплейстоцен делится на два яруса — нижний и верхний. Плейстоцен включает три яруса — нижний, средний и верхний.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ФАУНЫ

Геологическая характеристика рассматриваемого района подробно дана в статье Э. И. Равского, публикуемой в этом же сборнике. Поэтому я кратко остановлюсь только на некоторых общих сведениях по геоморфологии долины средней Лены и низовьев Алдана и описаниях основных разрезов, в которых была найдена фауна.

Долина среднего течения Лены располагается в пределах различных тектонических структур. Этим объясняется различный характер долины на разных участках. Участок долины от с. Витим до с. Покровское расположен в пределах Приленской складчатой зоны, Березовской впадины и северного склона Алданского щита. На этом участке, кроме многоступенчатой поймы, развиты террасы: I — 18—20 м; II — 25—30 м, III — 35—40 м, IV — 50—60 м, V — 70—80 м, VI — 100—120 м, VII — 150—170 м, VIII — 200—250 м. Долина узкая, террасы преимущественно цокольные. Фауна млекопитающих была найдена в русловых фациях аллювия первой, второй и четвертой террас.

Разрез 60 м террасы Лены у г. Олекминска (1)¹ по данным Н. С. Чеботаревой представляется в следующем виде.

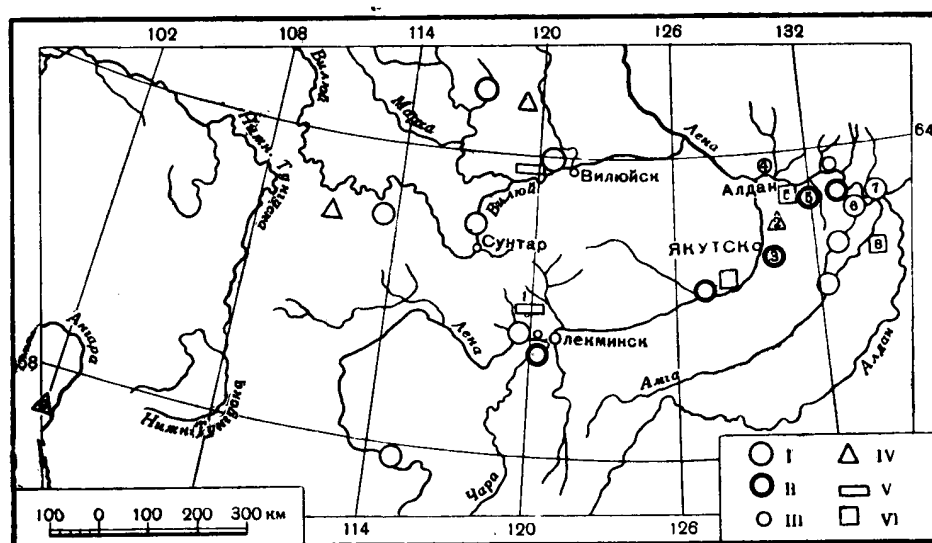
Мощность в м

1. Коренные породы	50
2. На контакте с коренными породами залегает галечник	0,10
3. Супесь желтовато-бурая тонкая	до 10

¹ Цифры в скобках обозначают номер обнажения на прилагаемой карте (фиг. 1)

В слое галечника была найдена лучевая кость *Rhinoceros cf. antiquitatis* Blum., очень сильно минерализованная по сравнению с остатками шерстистого носорога из средне- и верхнечетвертичных отложений. Эта 60-метровая терраса Лены сопоставляется с IV (45—60 м) террасой Вилюя, охарактеризованной, по определению И. А. Дуброво, нижнеплейстоценовой фауной *Elephas wüsti* M-Pawl., *Rhinoceros mercki* Jaeg. и *Equus cf. mosbachensis* Reich. (Алексеев, 1958).

Участок долины Лены от с. Покровское до устья Алдана располагается в пределах южного крыла Вилюйской впадины и Приверхоанского краевого прогиба. Долина на этом участке значительно расширяется,



Фиг. 1. Схематическая карта основных местонахождений фауны четвертичных млекопитающих на территории восточной Сибири.

I — местонахождения фауны верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа; II — местонахождения фауны верхнепалеолитического комплекса с мамонтом раннего типа; III — фауна грызунов с *Dicrostonyx torquatus*; IV — местонахождения фауны хазарского комплекса; V — местонахождения фауны нижнеплейстоценового комплекса; VI — местонахождения фауны эоплейстоценового комплекса.

Цифры в знаках обозначают номера обнажений, описанных в тексте.

террасы становятся аккумулятивными, высота их снижается. Самая высокая терраса на этом участке долины достигает высоты 100—120 м.

Наиболее широко развита на участке от с. Покровского до устья Алдана терраса (Бестяхская) высотой 35—40 м (2), сложенная целиком тонкозернистыми горизонтально и косослоистыми песками. В этих отложениях геологами Всесоюзного аэрогеологического треста был найден череп, длиннорогого бизона (*Bison priscus* aff. *longicornis* W. Grom., определение В. И. Громова).

К концу среднего плейстоцена относятся аллювиальные отложения II надпойменной террасы Лены высотой 25—30 м, в которых в нескольких пунктах района среднего течения реки были найдены остатки мамонта раннего типа.

Летом 1955 г. местными жителями на р. Суоле (правый приток Лены, впадающий против Якутска) был найден почти полный скелет мамонта и доставлен в Якутский краеведческий музей. Кости были обнаружены у основания 12—15 м террасы р. Суолы в 1,5 км выше пересечения реки дорогой из пос. Бестяха в пос. Тюнгюлю (3). Разрез 15 м террасы здесь следующий (сверху вниз):

	Мощность в м
1. Почвенный горизонт	0,3
2. Песок светло-серый, местами коричневатый, без ясной слоистости	0,5—0,7
3. Песок светло-серый и коричневатый с ясной косой слоистостью с линзовидными прослоями илистой супеси. Илы темно-серые с мелкими растительными остатками	10—12

По определению автора скелет принадлежит мамонту раннего типа и возраст вмещающих отложений может быть определен, как конец среднего плейстоцена. Этот вывод подтверждается еще тем, что описанная 15 м терраса р. Суолы прислоняется к среднеплейстоценовой (Бестяхской) террасе Лены.

Долина Алдана в нижнем течении расположена в пределах Приверхоянского краевого прогиба. Вопрос о количестве террас для этого участка реки пока еще остается неясным. Здесь широко развиты пойма высотой до 5 м, первая надпойменная терраса (12—15 м), сложенная суглинками, в которых встречается большое количество костей млекопитающих, и терраса высотой 50—65 м. Описание разрезов дается в порядке их расположения снизу вверх по реке.

Терраса высотой 50—65 м прослежена нами на всем протяжении нижнего течения реки. Терраса цокольная. На правом берегу на цоколе из третичных песков залегает мощная толща галечника с небольшими валунами, перекрываемого тонкими песками и супесями. На левом берегу эта терраса сложена песками, галечниками и илстыми суглинками, залегающими с размывом на третичном (?) цоколе. В верхних горизонтах этой террасы встречена обильная фауна конца среднего плейстоцена.

На правом берегу Алдана в 40 км от устья, непосредственно ниже устья р. Келе расположено обнажение 65 м террасы Алдана, известное под названием Чуйского (4). Здесь под почвой обнажаются:

	Мощность в м
1. Суглинок светло-бурый, лёссовидный, неслоистый (залегает на нижележащих породах по неровной границе)	до 15
2. Толща супеси темно-серой с ожелезненными участками ржаво-бурого цвета, с мелкими растительными остатками. Изредка попадаются скопления вивинита. В верхней части слабо выражена косая слоистость. Книзу слоистость становится более четкой, появляются участки узловой и линзовидной слоистости, встречаются отдельные стволы листовенниц. В нижней части толщи материал становится более грубозернистым, появляются редкие мелкие гальки	до 3
3. Переслаивание крупного галечника с линзами темно-серого тонко- и среднезернистого песка с косой слоистостью. Мощность песчаных линз достигает	2,5
Общая мощность толщи	до 1
(Залегает на нижележащей толще с резким размывом)	
4. Пески ржаво-желтые, сильно ожелезненные средне- и крупнозернистые с отдельными гальками, с большим количеством растительных остатков. Очень резко выражена косая слоистость	8

В центральной сниженной части обнажения в толще (слой 2) серой супеси на высоте 2—4 м от контакта с галечником залегает крупная линза плавника, состоящего из стволов и веток листовенниц, между которыми залегает супесь и гравий. В этих отложениях были обнаружены скопления костей (челюсти, обломки черепов и другие кости скелета) рызунов, принадлежащих следующим видам: *Dicrostonyx torquatus* Pall.

Lemmus sp., *Microtus arvalis* Pall., *M. cf. hyperboreus* Vinogradov, *M. sp.*, *Clethrionomys rutilus* Pall., *Stenocranius gregalis* Pall., *Ochotona hyperborea* Pall., *Lepus cf. timidus* L., *Citellus undulatus* Pall. Кроме того, встречаются зуб мамонта раннего типа и кости птиц.

Верхняя маломощная толща суглинков (слой 1) представляет собой делювиальные отложения, покрывающие плащом склоны долины. Средняя супесчаная толща (слой 2) представляет типичные старичные отложения, возможно, с некоторым участием флювиогляциальных. Галечниково-песчаная толща (слой 3) является частично русловой фацией аллювия, а частично флювиогляциальными отложениями, которые залегают на цоколе, представленном древним (третичным?) аллювием (слой 4).

Описанная терраса хорошо прослеживается по правому берегу вдоль всего нижнего течения Алдана. Выше по течению от Чуйского обнажения средняя супесчаная толща замещается тонкозернистыми песками. В нескольких местах в нижней части песков были найдены остатки грызунов, принадлежащих тем же видам, что и в Чуйском местонахождении. Возраст отложений, залегающих над галечниковой толщей, определяется по находке зуба раннего мамонта как конец среднего плейстоцена.

Еще один разрез той же террасы наблюдается на левом берегу Алдана в 4 км ниже устья р. Танды (5). Здесь сверху вниз обнажаются:

Мощность в м

- | | |
|--|-------|
| 1. Суглинок серый с охристыми прослоями, плотный, в нижней части с тонкими песчаными прослоями. Граница с нижележащими слоями неровная, волнистая | 6—7 |
| Найдены кости <i>Elephas primigenius</i> Blum. раннего типа, <i>Rhinoceros antiquitatis</i> Blum., <i>Equus caballus</i> L. (крупные формы) и др. | |
| 2. Песок серого цвета, в верхней части мелкозернистый, в нижней — средне- и крупнозернистый с редкими гальками. Хорошо выражена косая слоистость. Книзу песок переходит в галечник с хорошо окатанной галькой размером 2—5 см в диаметре | 10—25 |
| 3. Песок желто-бурый ожелезненный с прослоями галечника с обугленными растительными остатками | 5 |

На бечевнике у обнажения были собраны многочисленные кости, принадлежащие *Elephas primigenius* Blum., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Alces* sp., *Bison* sp., *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., нижняя челюсть *Gulo gulo* L., локтевая кость *Ursus arctos* L. Все они, несомненно, происходят из верхних суглинков, так как по сохранности совершенно аналогичны костям, найденным в этих суглинках. Возраст этой фауны определяется как конец среднего плейстоцена. Кроме того, здесь были найдены обломки зуба слона, определенного нами как *Elephas cf. namadicus* Falc. et Coutley, обломок зуба *Elephas cf. meridionalis* Nesti, обломок нижней челюсти *Trogotherium cf. cuvieri* Fisch., метакарпальная кость *Equus cf. sanmeniensis* Chard. et Piv., обломок сброшенного рога *Alces latifrons* Dawk. и нижняя челюсть *Canis variabilis* Pei. Возраст остатков определяется как верхний эоплейстоцен — нижний плейстоцен. Эти кости резко отличаются по сохранности от костей из верхнего горизонта обнажения и не имеют сколько-нибудь значительных следов окатывания, поэтому можно утверждать, что они не могли быть принесены издалека, а происходят из этого же обнажения. Все остатки имеют красновато-коричневую окраску, обусловленную железистым налетом на их поверхности, таким же, как на гальках слоя 3. На этом основании мы считаем, что эти остатки происходят из галечниково-песчаной толщи слоя 3. Этот вывод полностью увязывается с заключением В. И. Громова (1935, стр. 319)

о том, что изучение сохранности костных остатков, собранных даже не *in situ*, «может дать ценные указания на их возраст и вместе с тем значительно облегчить установление разновременных фаунистических комплексов».

Таким образом, в описанном обнажении выделяется два костеносных горизонта. Один приурочен к суглинкам слоя 1 и содержит мамонтовую фауну. Этот слой является аналогом слоя 2 Чуйского обнажения, содержащего фауну грызунов. Второй костеносный горизонт приурочен к песчано-галечниковой толще (слой 3), выходящей в основании описанной террасы и являющейся, по-видимому, остатками размытого аллювия более древней террасы.

Следующее интересное местонахождение фауны связано с обнажением, хорошо известным геологам под названием «Мамонтова гора» (6). Высота обнажения достигает 80 м. Весь разрез «Мамонтовой горы» представлен песчаными отложениями, частично переходящими в северной части обнажения в галечники, содержащими плоды серого американского ореха и шишки хвойных.

В центральной части обнажения, в верховьях овражков, прорезающих склон обнажения под почвенным слоем, обнажается:

Мощность в м

- | | |
|--|-------|
| 1. Суглинок темно-серый, слегка буроватый, пылеватый без видимых ясных следов слонстости. В нижней части слоя, в 0,5 м выше контакта с подстилающими породами залегает небольшая линза галечника. Размер гальки от 1 до 20 см. В галечниках много костей млекопитающих | 2—3 |
| 2. Песок светло-серый, косослоистый отделен от вышеописанных суглинков резким размывом. В песке попадает галька, отдельные куски древесины и линзочки мелкого растительного детритуса | до 80 |

Описанные в слое 1 суглинки, видимо, имеют делювиально-пролювиальное происхождение. Линза галечника может являться остатком небольшого временного потока, который вымывал гальку из подстилающих песков. В этот же водоток сносились и кости млекопитающих. Кости не несут на себе следов окатывания, поэтому не могли быть принесены издалека. Кроме того, встречено несколько костей, расположенных в анатомическом порядке. Сохранность костей очень свежая, некоторые из них имеют розоватый оттенок свежей кости, который при высыхании пропадает. Здесь были найдены кости *Elephas primigenius* Blum. (позднего типа), *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Equus caballus* L. (мелкие формы), *Bison* sp., *Bison priscus deminutus* W. Grom. (роговой чехол), *Rangifer tarandus* L., Aves и др. На некоторых костях имеются следы погрызов крупных хищников. Наибольшее количество остатков принадлежит лошади мелких размеров (50%). Возраст фауны определяется как верхний плейстоцен.

Выше по Алдану у пос. Крест-Хальджай расположено местонахождение верхнеплейстоценовой фауны, связанное с отложениями первой надпойменной террасы (7). Здесь в обрыве высотой 10—12 м под почвенным слоем обнажаются:

Мощность в м

- | | |
|--|-----|
| 1. Суглинок светло-серый, при высыхании разламывающийся на тонкие плитки | 0,6 |
| | 101 |

2. Суглинок буровато-серый, местами ожелезненный, заключающий небольшие линзы песка	0,7
3. Суглинок тонкий, пылеватый, темно-серый с охристыми пятнами	1,0
4. Ископаемый лед	2
Ниже до уреза воды осыпь.	

В слоях 2 и 3, а также в осыпи выше ископаемых льдов были найдены кости *Elephas primigenius*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Bison* sp., *Cervus* sp., *Rangifer tarandus*, *Equus caballus* (мелкие формы).

Преобладают остатки лошади, составляющие 60% от общего количества костей. На некоторых костях сохранились погрызы хищников.

Заслуживает внимания обнажение 70—80-метровой террасы р. Амги в 8 км ниже пос. Чичимах (8).

В обрыве террасы на правом берегу реки под почвой обнажаются:

Мощность в м

1. Суглинок плотный, темно-бурый, в нижней части с гравийным материалом. Залегаet на неровной поверхности ниже-лежащей породы	1,5—2
2. Темный гумусированный прослой, пронизанный корнями растений на границе между суглинком и подстилающим песком	0,3—0,3
3. Песок ярко-желтый, мелкозернистый, с тонкой косо́й слоистостью. В нижней части появляются прослой мелкой гальки	6—6,5
4. Галечник. Галька хорошо окатана, размер ее 0,5—5 см, в составе преобладает кварц и кремнистые породы	2—2,5
5. Плотный песчаник с прослоями угля (цоколь).	

На косе ниже обнажения заведующим Таттинским краеведческим музеем М. Г. Слепцовым был найден зуб слона *Elephas* cf. *namadicus* Falc. et Coutley (по определению автора). Зуб совершенно не окатан и, видимо, происходит из аллювиальной толщи описанного обнажения 80-метровой террасы.

В аллювиальных отложениях IV надпойменной террасы Ангары (9) С. М. Цейтлиным была найдена метакарпальная кость, принадлежащая *Equus* cf. *chosaricus* W. Grom. (определение автора), характерной для среднего плейстоцена. Разрез шурфа, заложенного на этой террасе, по данным С. М. Цейтлина, следующий:

Мощность в м

1. Почвенный горизонт	0,2
2. Песок плотный, среднезернистый, желтого цвета с галькой	0,7
3. Песок менее плотный, среднезернистый, желтого цвета с галькой	0,9
4. Глинистый песок среднезернистый, желтого цвета, с галькой	0,5
5. Песок еще более глинистый, красно-бурого цвета, с галькой и небольшими глыбами песчаника	0,6
6. Галечник, сцементированный песком желтого цвета. Гальки в слое свыше 50%	0,3
7. Песчаник серый, среднезернистый, плитчатый	0,2
Кость была найдена между слоями 5 и 6 на глубине 2,9 м.	

ОПИСАНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В этой части работы приводится краткое предварительное описание наиболее интересных остатков млекопитающих, являющихся руководящими формами для выделенных фаунистических комплексов. Некоторые из них впервые найдены на территории Восточной Сибири.

ОТРЯД PROBOSCIDEA

Сем. Elephantidae

Elephas cf. namadicus Falc. et Cout.

Материал: 1) правый нижний последний коренной зуб (M_3), найденный на бечевнике около обнажения 70-метровой террасы р. Амги (левый приток р. Алдана) в 8 км ниже пос. Чичимах.

2) Обломок последнего нижнего коренного зуба, найденный на бечевнике 50-метровой террасы Алдана на левом берегу в 4 км ниже устья р. Танды. (Происходит, вероятно, из горизонта древнего аллювия, выходящего в цоколе террасы.)

Основные промеры зубов приведены в табл. 1.

Возраст: верхний эоплейстоцен (?) — нижний плейстоцен

Elephas cf. meridionalis Nesti

Материал: обломок правого нижнего первого коренного зуба (M_1).

Местонахождение: правый берег Алдана в 4 км ниже устья р. Танды, на бечевнике 50-метровой террасы Алдана. (Происходит, вероятно, из тех же отложений, что и *E. cf. namadicus*.)

Основные промеры остатка приведены в табл. 1.

Возраст: верхний эоплейстоцен (?) — нижний плейстоцен.

Таблица 1

Промеры	<i>Elephas cf. namadicus</i>		<i>E. cf. meridionalis</i>
	р. Амга	р. Алдан	р. Алдан
1. Общее число пластин	16	—9	—4
2. Число пластин на 10 см длины зуба перпендикулярно пластинам	5,5—6	6	5—6
3. Толщина эмали в мм	2,4	2,4—2,5	2,5—3,5
4. Наибольшая высота коронки в мм	112	—	84
5. Наибольшая ширина коронки в мм	90	77	—
6. Наибольшая длина коронки в мм	275	—	—
7. Фигура стирания	—	—	—
8. Возраст зуба	3*	—	3*
9. Эмаль	плойчатая	плойчатая	гладкая

* При определении возраста зубов используется система обозначения, предложенная В. И. Громовым (1940).

Elephas cf. trogontherii Pohl.

Материал: два последних коренных зуба (M_3) сильно разрушенные.

Местонахождения: 1) левобережье р. Конончаан, в днище долины р. Эренгдэ, 2) оз. Сюг, водораздельные галечники (сборы Н. И. Гогиной).

Основные промеры приведены в табл. 2.

Возраст: средний плейстоцен.

Elephas primigenius Blum.

I Ранний тип.

Материал: коренные зубы (M_3).

Местонахождения: II надпойменная терраса р. Лены (среднее и верхнее течение), 50—65-метровая терраса Алдана, II надпойменная терраса р. Амги, р. Татта (бассейн Алдана), р. Тююкэн (бассейн Вилюя), 15-метровая терраса р. Суолы, р. Молодо.

Основные промеры приведены в табл. 2.

Возраст: конец среднего плейстоцена.

II Поздний тип.

Материал: последние коренные зубы (M_3).

Местонахождения: I надпойменная терраса Лены в среднем и нижнем течении, погребенные аллювиальные отложения р. Бодайбо, I надпойменная терраса р. Молодо, I надпойменная терраса Алдана, I надпойменная терраса Амги, покровные суглинки, венчающие разрез «Мамонтовой горы» на Алдане.

Основные промеры приведены в табл. 2.

Возраст: верхний плейстоцен.

Таблица 2

Промеры	<i>Elephas primigenius</i>		<i>Elephas cf. trogontherii</i> (2 экз.)
	поздний тип (9 экз.)	ранний тип (11 экз.)	
1. Количество пластин на 10 см длины зуба . . .	10—12	7,5—9,5	6, 6,5
2. Толщина эмали в мм . .	0,8—1,5	1,7—2,2	2,5, 2,8

ОТРЯД PERISSODACTYLA

Сем. Equidae

Equus cf. sanmeniensis Chard. et Piv.

Материал: правая метакарпальная кость (рис. 2).

Местонахождение: правый берег Алдана в 4 км ниже устья р. Танды из отложений, выходящих в цоколе 50-метровой террасы Алдана.

Основные промеры приведены ниже², в мм:

1. Полная длина 250
2. Ширина верхнего конца 58,2
3. Поперечник верхнего конца 36
4. Ширина нижнего конца в надсуставных буграх 53
5. То же в суставе 53,9
6. Поперечник нижнего конца на гребне 39,3
7. То же в медиальном отделе 34,2
8. Ширина кости в середине 36,5

Возраст: верхний эоплейстоцен — нижний плейстоцен.

Equus caballus L.

I. Мелкие формы

Материал: метаподиальные кости из аллювиальных отложений I террасы Алдана, I террасы рек бассейна Ангары, покровные суглинки, венчающие разрез «Мамонтовой горы» (Алдан).

² Для костей конечностей ископаемых лошадей автор пользуется системой промеров, предложенной В. И. Громовой (1949).

Основные промеры приведены в табл. 3.
Возраст: верхний плейстоцен.

II. Крупные формы

Материал: метаподиальные³ кости из аллювиальных отложений II террасы Лены, 50—65-метровой террасы Алдана (верхняя часть разреза Тандинского обнажения), III терраса Белой (бассейн Ангары).

Основные промеры приведены в табл. 3.
Возраст: конец среднего плейстоцена.

Таблица 3

Основные промеры в мм	Метатарсальные кости		Метакarpальные кости	
	крупные (7 экз.)	мелкие (10 экз.)	крупные (4 экз.)	мелкие (2 экз.)
1. Полная длина	272—292	258—260	230—243,5	221
2. Ширина верхнего конца	52,5—61,7	48,6—53,0	56,2—59,7	51,2
3. Поперечник верхнего конца	45,2—56	44,9—51,5	56,2—40	37
4. Ширина нижнего конца в надсуставных буграх	50,9—60,5	45,1—51,8	50—57,2	42,5—48
5. То же в суставе	53,2—58	49,7—54	52—57	49,8
6. Поперечник нижнего конца на гребне	39,7—43,7	36,8—41,2	34,6—43	38,5
7. То же в медиальном отделе	34,4—37,7	30,8—33,8	34—36,2	31,4
8. Ширина кости в середине	32,6—39,0	32,2—36	38—41,5	34,5
Индекс выступления гребня (7:6)	84,3—86,8	82,3—86,4	83,7—89,5	81,5
Индекс ширины верхнего конца (2:1)	18,1—21,1	18,6—19,5	23,5—27,5	23,1
То же нижнего наибольший (4 или 5:1)	18,1—20,7	19,1—20,5	23,2—25,0	22,5
То же срединной ширины (8:1)	11,8—13,5	12,3—13,8	16,7—17,5	15,6

ОТРЯД ARTIODACTYLA

Сем. Cervidae

Alces latifrons Dawk.

Материал: 1) Обломок ствола рога с частью лопаты (рис. 3).

Местонахождение: левый берег р. Алдана в 4 км ниже устья р. Танды, вероятно, из отложений, формирующих цоколь 50 м террасы Алдана.

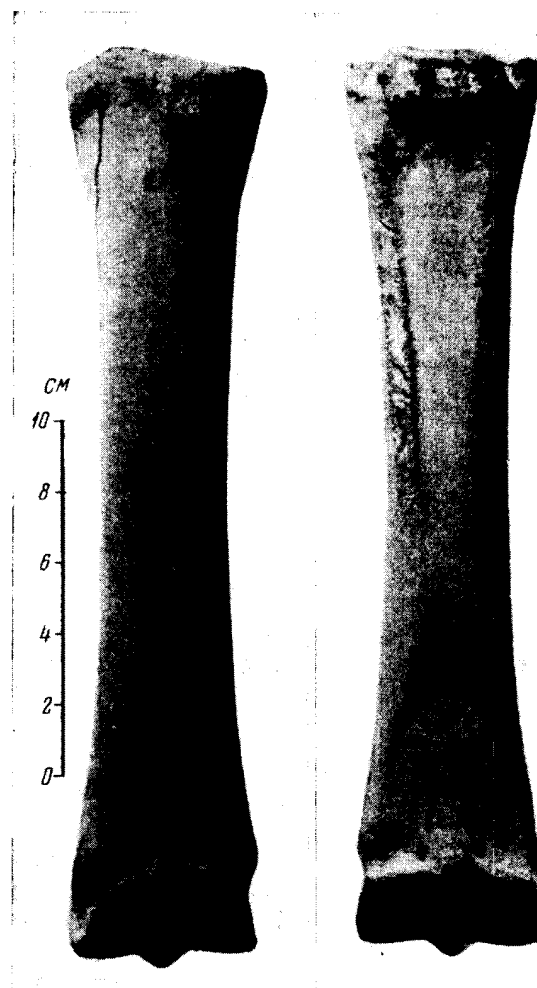
2) Обломок правой половины черепа молодой особи с частью ствола рога, сильно окатанный.

Местонахождение: Левый берег р. Лены у с. Покровское (среднее течение Лены), найден С. С. Коржуховым в базальном галечнике I (20 м) террасы (находился, по-видимому, во вторичном залегании).

Основные промеры обоих остатков приведены в табл. 4.

Возраст: верхний эоплейстоцен (?) — нижний плейстоцен.

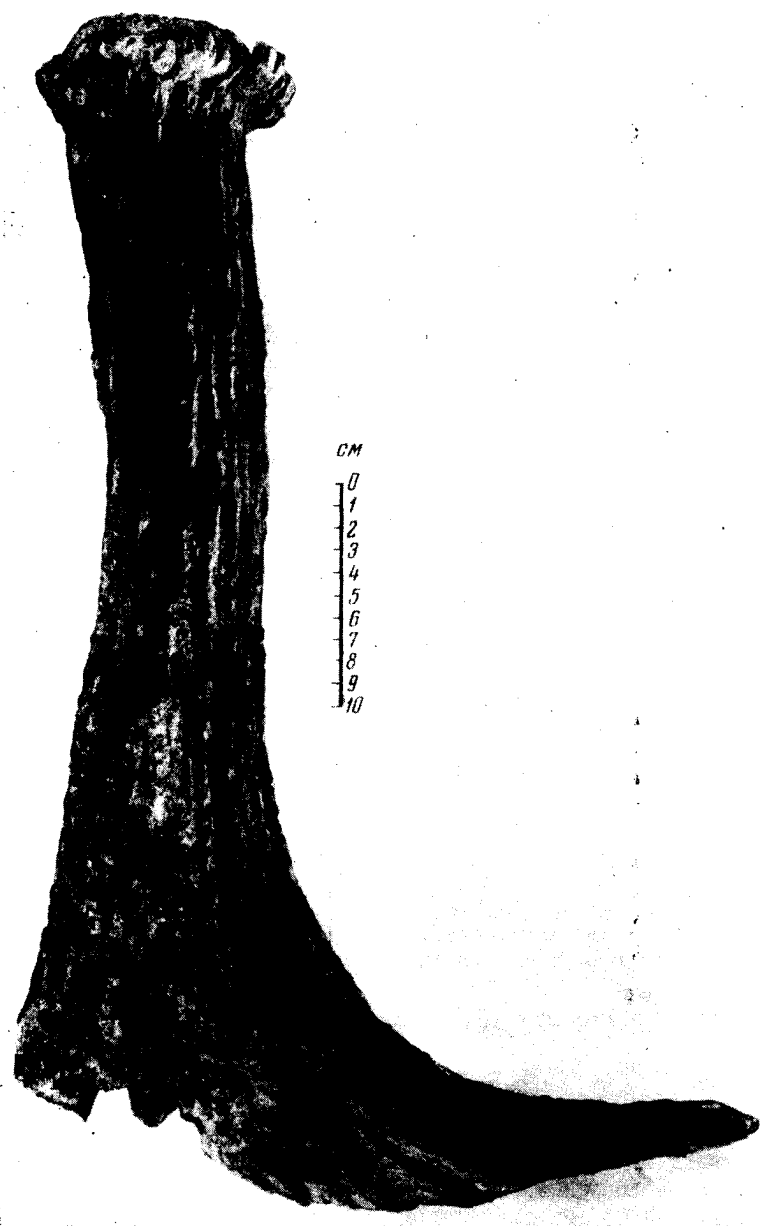
³ Среди многочисленных остатков лошадей в наших коллекциях наилучшую сохранность имеют метаподии, поэтому в данной статье автор не останавливается на описании других частей скелета лошади.



Фиг. 2. Метакарпальная кость *Equus cf. sanmeniensis*.

Таблица 4

Основные промеры, в мм	р. Алдан	р. Лена
1. Длина рога от розетки до облом. конца	50	—
2. Обхват стержня розетки ниже последней	—	23
3. Обхват розетки	34	25
4. Поперечник розетки (горизонтальный)	11,5	8,3
5. То же (вертикальный)	9,7	7,3
6. Обхват ствола выше розетки	26	22,5
7. Поперечник ствола рога над розеткой (горизонтальный)	8	7,1
8. То же (вертикальный)	8,95	6,7
9. Обхват ствола рога ниже лопаты	24	—
10. Поперечник ствола рога (горизонтальный) (ниже лопаты)	8,85	—
11. То же (вертикальный)	59	—
12. Длина ствола от розетки до лопаты	40	—



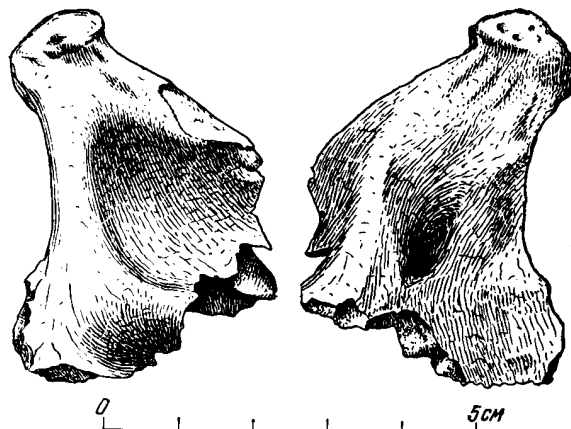
Фиг. 3. Обломок рога *Alces latifrons* Dawk.

ОТРЯД RODENTIA

Сем. Castoridae

Trogotherium cf. *cuvieri* Fischer

Материал: обломок правой ветви нижней челюсти (рис. 4).
 Местонахождение: левый берег Алдана в 4 км ниже устья
 р. Танды у основания 50 м террасы Алдана.



Фиг. 4. Обломок нижней челюсти *Trogotherium* cf. *cuvieri* Fisch. (нат. величина).

Промеры приведены ниже, в мм:

Ширина шейки мыщелка	16
Длина мыщелка	17,8
Ширина мыщелка	9,4
Расстояние от переднего края foramen mandibulare до самой удаленной точки суставной поверхности мыщелка	40
Наибольший диаметр птеригоидной ямки (длина)	32
Перпендикулярный к нему диаметр (ширина)	26

Возраст: верхний эоплейстоцен (?) — нижний плейстоцен.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа фауны можно выделить четыре руководящих фаунистических комплекса.

Самый древний из них обнаружен в основании 50 м террасы Алдана. В состав этого комплекса входят *Elephas* cf. *namadicus*, *Elephas* cf. *meridionalis*, *Equus* cf. *sanmeniensis*, *Alces latifrons*, *Trogotherium* cf. *cuvieri*, *Canis variabilis*.

В различных пунктах на территории Сибирской платформы были найдены отдельные представители этого комплекса: на средней Лене — *Alces latifrons*, а в бассейне Ангары *Equus* cf. *süssenbornensis*. В Виллюйском краеведческом музее И. А. Дуброво (1953) обнаружен зуб *Elephas meridionalis*; местонахождение его, к сожалению, неизвестно.

Alces latifrons, *Elephas meridionalis* и *Equus süssenbornensis* широко известны из нижнечетвертичных и эоплейстоценовых отложений Восточной и Западной Европы. Остальные формы встречаются в Северном

Китае в нихэваньской фауне, относимой к концу плиоцена (нижний плейстоцен по схеме китайских геологов), и в нижнечетвертичной фауне Чжоукоутянь (средний плейстоцен по китайской схеме). *Trogontherium cuvieri* является общей формой для европейских и северо-китайских фаун.

Сейчас мы пока не можем точно синхронизировать алданскую фауну с какой-либо из указанных северо-китайских фаун, так как все формы, встречающиеся на Алдане, известны как в нихэваньской, так и в чжоукоутяньской фаунах (Teilhard de Charden, 1942; Pei, 1934; Young, 1932). Для точного установления возраста алданской фауны необходимы дополнительные сборы палеонтологического материала.

Предположительно алданскую фауну мы синхронизируем с таманским фаунистическим комплексом В. И. Громова (1948), имеющим в своем составе *Elephas meridionalis*, *Trogontherium cuvieri*, *Equus süssenbornensis*. Принадлежность алданской фауны к более древнему — хаповскому комплексу мало вероятно, так как в последнем присутствуют более примитивные формы слонов: *Elephas meridionalis* и *E. planifrons* и более примитивная форма лошади — *Equus stenonis*. В более позднем, чем таманский, — тираспольском нижнечетвертичном комплексе присутствуют уже настоящие лошади (*Equus caballus mosbachensis*) и более прогрессивные по сравнению с алданскими формами слоны (*Elephas wüsti*).

Вполне закономерно, что состав алданской фауны не совсем идентичен таманскому комплексу Европейской части СССР. Это связано с большой географической удаленностью территорий распространения этих фаун и, возможно, с некоторыми различиями в физико-географических условиях юга Восточной Сибири и Европейской части СССР.

На основании присутствия в Восточно-Сибирской фауне южноазиатских элементов можно предположить о существовании довольно широких связей между Восточной Сибирью и Северным Китаем (возможно, через Монголию. Не исключена возможность, что низовья Алдана и средняя Лена явились северной границей ареала нижнеплейстоценовых северо-китайских млекопитающих и здесь происходило смещение северной евразийской и южноазиатской фаун. Подтверждением существования такой связи могут служить представители центральноазиатской орнитофауны в современной фауне Восточной Сибири, которые являются реликтами более древних, возможно, миоценовых, фаун (Сушкин, 1921).

При восстановлении палеогеографических условий во время обитания алданской фауны мы считаем возможным проводить некоторую аналогию с Северным Китаем. Пей Вен-чжунь (Pei, 1934), проводя зоогеографический анализ фауны Чжоукоутянь, указывает, что в состав этой фауны входят две группы: 1) местные формы, уже представленные в верхнем плиоцене (Саньмень) и являющиеся остатками позднеплиоценовой обширной евразийской (палеоарктической) фаунистической провинции; некоторые элементы этой группы на востоке изменились, дав начало в нижнем плейстоцене типичной азиатской фауне; 2) недавно иммигрировавшие с юго-юго-запада и севера формы, не известные в саньменьской фауне. Или, иными словами, «фауна Чжоукоутяни представляет типичный палеоарктический комплекс со следами восточной дифференциации, с небольшой примесью южного и северного влияния» (Pei, 1934).

Ян (Young, 1928), основываясь на анализе фауны парнокопытных, считает, что в нижнем плейстоцене в районе Чжоукоутянь были широко развиты болотные и лесные пространства, перемежающиеся с открытыми равнинами (на существование последних указывает присутствие антилоп и верблюдов). Климат был теплым, так как в фауне присут-

ствуют пришедшие с юга ярко выраженные теплолюбивые формы *hyaena ultima* и *Bubalus*.

Алданская фауна представляет собой обедненную верхнеплиоценовую — нижнечетвертичную северо-китайскую фауну с примесью европейских элементов. Следовательно, мы можем считать, что она существовала в сходных с китайской фауной условиях, может быть, несколько более холодных, в связи с ее более северным местом обитания.

На теплый климат, существовавший в это время, указывает наличие в алданской фауне *Elephas meridionalis*, питавшегося, как известно, широколиственной растительностью.

Состав фауны исключает возможность сколько-нибудь значительного на нашей территории оледенения на границе верхнего плиоцена (эоплейстоцена) и плейстоцена. Похолодание, связанное с оледенением, несомненно, должно было бы отразиться на характере нижнечетвертичной фауны, чего в действительности не наблюдается.

В составе алданской фауны присутствуют животные, которые впервые появились не ранее верхнего плиоцена (виллафранка Европы, нихэваньской эпохи Северного Китая) и продолжали существовать в нижнем плейстоцене. Кроме того, совершенно отсутствуют роды, вымершие до начала плейстоцена. Исходя из этого, мы считаем целесообразным в нашем районе проводить границу между третичным и четвертичным периодами ниже отложений, вмещающих фауну этого комплекса.

Состав нижнеплейстоценового комплекса установлен еще не полностью. Пока найдены только *Elephas wüsti*, *Rhinoceros mercki*, *R. cf. antiquitatis* и *Equus cf. mosbachensis*. *E. wüsti*, *R. mercki* и *A. mosbachensis* являются типичными представителями тираспольского фаунистического комплекса В. И. Громова, с которым мы и синхронизируем эту фауну.

Rhinoceros cf. antiquitatis известен в Китае с нихэваньского времени, а в Европе он появляется только с середины плейстоцена. Находки этого носорога в нижнечетвертичных отложениях Восточной Сибири могут указывать на то, что расселение этого вида происходило из Северного Китая через юг Восточной Сибири.

Со среднего плейстоцена в фауне Восточной Сибири преобладают элементы европейской фауны и исчезают южноазиатские представители. Сильное похолодание, связанное с начавшимся оледенением, по-видимому, приостановило продвижение на север южноазиатских элементов. Кроме того, значительные поднятия горных хребтов, обрамляющих с юга Сибирскую платформу, также могли явиться естественной преградой для миграции животных.

Среднеплейстоценовая фауна Восточной Сибири представлена типичным хозарским комплексом (по В. И. Громову): *Elephas trogontherii*, *Bison priscus* var. *longicornis*, *Equus cf. chosaricus* (в бассейне Ангары), *Felis spelaea*, *Rhinoceros antiquitatis* и, возможно, *Ovibos moschatus*. Все эти животные широко распространены в Европейской части СССР и характеризуют время непосредственно перед наступлением максимального оледенения. Каких-либо сибирских эндемиков, входящих в состав этого комплекса, до сих пор не выявлено. В свете новых данных, собранных нами за последние годы, мы можем говорить о значительно более широком ареале этого комплекса, чем было известно до сих пор. Если в 1932 г. В. И. Громова писала о том, что эта фауна занимала «в широких чертах пояс между 45° и 60° сев. широты» и доходила на восток до пределов Забайкалья, то теперь известны находки отдельных представителей хозарской фауны на севере за полярным кругом и на востоке в бассейнах Вилюя и Средней Лены. В той же работе В. И. Громова (стр. 175—176) указывает, что хозарская фауна «должна была жить в условиях открытых пространств, с резко континентальным климатом».

Характер среднеплейстоценовой фауны Восточной Сибири свидетельствует о более холодном климате, чем в нижнечетвертичное время.

Фауна конца среднего и верхнего плейстоцена или верхнепалеолитический комплекс В. И. Громова очень широко распространена на территории всей Восточной Сибири. Благодаря тщательным сборам костных остатков, залегающих *in situ* из хорошо сопоставляемых между собой разрезов для долины средней Лены, низовьев Алдана, Вилюя и Ангары, этот комплекс удалось разделить на две разновозрастные фауны очень близких по составу, но различающиеся присутствием некоторых характерных для каждой из них форм. В состав более древней фауны (конец среднего — начала верхнего плейстоцена) входят: *Elephas primigenius* (раннего типа), *Rhinoceros antiquitatis*, *Bison priscus diminutus*, *Equus caballus* (крупные формы), *Ovibos moschatus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus*, *Gulo gulo*, *Ursus arctos* и своеобразная фауна грызунов. Последняя обнаружена на правом берегу Алдана в нижнем течении и представлена многочисленными грызунами, преимущественно арктического облика: *Dicrostonyx torquatus*, *Lemmus* cf. *obensis*, *Microtus arvalis* (?), *Clethrionomys rutilus*, *Stenocranium gregalis*, *Microtus* cf. *hyperboreus*, *Ochotona hyperborea*, *Citellus undulatus*, *Lepus* cf. *timidus*. Причем преобладают лемминги и северо-сибирская пищуха (*Lemmus*, *Dicrostonyx* и *Ochotona hyperborea*).

Все эти виды существуют и в настоящее время, но ареалы некоторых из них несколько иные. Экология современных грызунов может быть использована для восстановления палеогеографических и экологических условий существования ископаемой фауны. Наряду с видами, очень широко распространенными и встречающимися в различных ландшафтных и климатических зонах, в ископаемой фауне присутствуют высоко специализированные виды, приспособленные к условиям полярных и приполярных областей (лемминги). Такие виды и могут служить основными вехами при палеогеографических построениях.

Ниже мы кратко остановимся на характеристике условий обитания каждого вида, по данным Бобринского, Кузнецова и Кузякина (1944), Брэма (1941) и Огнева (1950).

1. *Dicrostonyx torquatus* — селится на участках каменистой или песчаной тундры, заходит в лесотундру. Заселяет тундры Восточной Европы и Азии.

2. *Lemmus obensis* — распространен от Белого моря до Индигирки. Живет в тундре и на притундровых участках лесотундры, преимущественно по долинам рек.

3. *Stenocranium gregalis* — населяет тундру, луговые участки лесной зоны, горные районы.

4. *Microtus hyperboreus* — известна из горных районов северо-востока Сибири и Южного Таймыра.

5. *Microtus arvalis* — обитает на пойменных лугах и безлесных участках лесной зоны, в горах.

6. *Citellus undulatus* — селится на горных лугах и травянистых склонах по долинам, на лужайках среди тайги, на увалах предгорьев.

7. *Ochotona hyperborea* — встречается как в тайге, так и в тундре, селится среди скал, бурелома.

8. *Lepus timidus* — характерен для лесной зоны, населяет горные леса Сибири, но иногда далеко проникает в тундру.

9. *Clethrionomys rutilus* — населяет зону хвойных лесов, болота, островные леса.

Экологические особенности указанных видов дают основания предполагать существование во второй половине среднего плейстоцена в районе низовьев Алдана ландшафта тундры или лесотундры с неболь-

щими островными лесами. Следует заметить, что состав фауны грызунов характерен для погадок крупных хищных птиц, которые могли охотиться на обширной площади — от долины Алдана до предгорий Верхоянья. Присутствие *Clethrionomys rutilus* — единственного в этой фауне болотно-лесного представителя, занимающего подчиненное положение в количественном составе всей фауны, легко можно объяснить заносом его птицами из ближайших островных лесов.

Вся фауна в целом свидетельствует об очень холодных климатических условиях того времени, скорее всего соответствующего времени оледенения.

Судя по фауне, сильное похолодание, начавшееся в начале среднего плейстоцена, к концу среднего плейстоцена достигает максимума и сопровождается появлением высокоарктической фауны, которая в более позднее время мигрировала на север.

Более молодая фауна верхнепалеолитического комплекса представлена следующими видами: *Elephas primigenius* (позднего типа), *Rhinoceros antiquitatis*, *Equus caballus* (мелкие формы), *Saiga tatarica*. Наиболее характерны для этой фауны поздний мамонт и мелкие лошади. Эта фауна характеризует верхний плейстоцен.

Изучение серийного остеологического материала, собранного в нашем районе *in situ*, позволило выделить среди ископаемых лошадей две расы, отличающиеся своими размерами и приуроченные к различным стратиграфическим горизонтам. К отложениям II надпойменной террасы Лены и Алдана и их притоков приурочены остатки крупных лошадей с массивными конечностями с некоторыми архаичными признаками на костях. Остатки более мелких лошадей в большом количестве встречаются вместе с зубами мамонта позднего типа в отложениях I надпойменной террасы рек и в покровных суглинках, перекрывающих все высокие террасы и частично водоразделы. Ни в одном местонахождении эти две формы совместно не обнаружены.

На севере Сибири известна еще одна разновидность или раса лошади — совсем мелкая. Такая же лошадь была найдена геологами Всесоюзного аэрогеологического треста и в бассейне нижнего течения Вилюя. Стратиграфическое положение этой формы пока не выяснено. Не исключена возможность, что она существовала одновременно с одной из указанных выше рас, но, может быть, и имеет самостоятельное стратиграфическое значение.

В. И. Громова (1949) на основании изучения обширного, но, к сожалению, недатированного материала по Восточной Сибири высказала предположение, что на протяжении плейстоцена лошади постепенно мельчали и что все разнообразие четвертичных лошадей Сибири можно сгруппировать в 3 главные категории: 1 — самые крупные лошади, характеризующие конец миндель-рисса и частично рисс; 2 — средние по размерам лошади — рисс-вюрм, возможно, максимум вюрма и 3 — мелкие лошади (наиболее мелкие с Яны) — эпоха угасания вюрмского оледенения.

Выделенные нами расы лошадей соответствуют, по-видимому, крупным и средним по размеру лошадям по схеме В. И. Громовой. Датировка, высказанная В. И. Громовой в качестве предположения, пока еще не доказана. По нашим данным крупные лошади могут характеризовать вторую половину среднего плейстоцена (конец рисса) и, возможно, начало верхнего (начало рисс — вюрма), а средние — по размерам лошади — конец верхнего плейстоцена (вюрм).

Сибирские лошади отличаются по морфологическим признакам от разновозрастных лошадей Восточной Европы и, может быть, представлены другими подвидами. Лошади, обитавшие в районе средней

Таблица 5

Сопоставление фаунистических комплексов

Система	Отдел	Ярус	Восточноевропейские фаунистические комплексы (по В. И. Громову)	Бассейны рек Лены и Ангары	Фауна Северного Китая (по Пею)
	Голоцен		Современная фауна	Современная фауна	
Четвертичная (Антропогеновая)	Плейстоцен	Верхний	Верхнепалеолитический комплекс <i>Elephas primigenius</i> <i>Rhinoceros antiquitatis</i> <i>Bison priscus deminutus</i> <i>Equus caballus</i> <i>Rangifer tarandus</i> <i>Capreolus capreolus</i> <i>Cervus elaphus</i> <i>Saiga tatarica</i> <i>Ursus arctos</i> <i>Felis spelaea</i> <i>Vulpes lagopus</i> <i>Ovibos moschatus</i> <i>Bos primigenius</i> <i>Lemmus obensis</i>	<i>Elephas primigenius</i> (поздний тип) <i>Rhinoceros antiquitatis</i> <i>Bison priscus</i> (коротко-рогая форма) <i>Equus caballus</i> (мелк. форма) <i>Rangifer tarandus</i> <i>Capreolus pygargus</i> <i>Cervus sp.</i> <i>Saiga tatarica</i> <i>Ovis nivicola</i> <i>Carnivora</i>	Фауна лёссового времени <i>Elephas primigenius</i> <i>Bison sp.</i> (Манчжурия) <i>Equus hemionus</i> <i>Equus przewalskyi</i> <i>Cervus elaphus</i> <i>Bos primigenius</i> <i>Elephas cf. namadicus</i> <i>Rhinoceros tichorhinus</i> <i>Siphneus fontanieri</i> <i>Camelus knoblochi</i>
		Средний	Хозарский комплекс <i>Elephas trogontherii</i> <i>Bison priscus longicornis</i> <i>Equus chosaricus</i> <i>Rhinoceros antiquitatis</i> <i>Camelus knoblochi</i> <i>Cervus elaphus</i> <i>Alces alces</i> <i>Cervus megaceros</i> <i>Ursus spelaeus</i> <i>Felis spelaea</i>	<i>Elephas primigenius</i> (ранний тип) <i>Rhinoceros antiquitatis</i> <i>Bison priscus</i> (коротко-рогие формы) <i>Equus caballus</i> (крупные формы) <i>Ovibos moschatus</i> <i>Alces alces</i> <i>Rangifer tarandus</i> <i>Ursus arctos</i> <i>Gulo gulo</i> <i>Castor sp.</i> Фауна грызунов с <i>Dicrostonyx torquatus</i>	
		Нижний	Тираспольский комплекс <i>Elephas antiquus meridionaloides</i> <i>Elephas wüsti</i> <i>Elephas antiquus</i> <i>Bison schoetensacki</i> <i>Equus cf. mosbachensis</i>	<i>Elephas wüsti</i> <i>Equus cf. mosbachensis</i>	Верхнесанменская фауна <i>Elephas namadicus</i> <i>Rhinoceros mercki</i> <i>Rhinoceros cf. tichorhinus</i> <i>Equus sanmeniensis</i> <i>Bubalus teilhardi</i> <i>Canis variabilis</i>

Система	Отдел	Ярус	Восточноевропейские фаунистические комплексы (по В. И. Громову)	Бассейны рек Лены и Ангары	Фауна Северного Китая (по Пею)
Четвертичная (Антропогеновая)	Эоплейстоцен	Верхний	<i>Rhinoceros mercki</i> <i>Elasmotherium sibiricum</i> <i>Camelus</i> sp. <i>Alces latifrons</i>	<i>Rhinoceros mercki</i> <i>Rhinoceros</i> cf. <i>antiquitatis</i>	<i>Trogontherium cuvieri</i>
			Таманский комплекс <i>Elephas meridionalis</i> <i>Elephas ex. gr. ausonius</i> <i>Elasmotherium caucasicum</i> <i>Equus sussenbornensis</i> Canidae Castoridae	<i>Alces latifrons</i> <i>Canis</i> cf. <i>variabilis</i> <i>Elephas</i> cf. <i>namadicus</i> <i>Elephas</i> cf. <i>meridionalis</i> <i>Trogontherium</i> cf. <i>cuvieri</i> <i>Equus</i> cf. <i>sussenbornensis</i> <i>Equus sanmeniensis</i>	Нижнесанменская фауна <i>Elephas namadicus</i> <i>Rhinoceros</i> <i>Equus sanmeniensis</i> <i>Trogontherium cuvieri</i> <i>Siphneus tingi</i> <i>Canis variabilis</i> <i>Machairodus</i> <i>Rhinoceros</i> cf. <i>etruscus</i> <i>Hipparion</i> <i>Elasmotherium</i> ?
		Нижний	Хапловский комплекс <i>Elephas meridionalis</i> <i>Elephas planifrons</i> <i>Mastodon arvernensis</i> <i>Rhinoceros etruscus</i> <i>Equus stenorhis</i> <i>Paracamelus alutensis</i> <i>Trogontherium cuvieri</i> <i>Machairodus</i> <i>Elasmotherium</i>		

Лены и Алдана в средне- и верхнечетвертичное время, отличаются от лошадей того же возраста из бассейна Ангары. Такие различия целиком обусловлены спецификой физико-географических условий в сравниваемых районах, но всех лошадей второй половины плейстоцена связывает общая тенденция к измельчению во времени.

На протяжении всего верхнего плейстоцена фауна сохраняет холодолюбивый характер. Основные характерные представители этой фауны, указанные выше, — обитатели тундры и лесотундры. Возможно, что в некоторых районах наряду с тундровым ландшафтом существовали холодные степи, в которых обитала сайга. Присутствующий в современной фауне Якутии длиннохвостый суслик может являться реликтом плейстоценовой фауны холодных степей.

К концу плейстоцена вымирают мамонт, носорог и бизон, в начале голоцена исчезают дикие лошади, возможно, в значительной мере, под воздействием человека. Современный биоценоз представляет обедненную верхнеплейстоценовую фауну.

Подводя итоги всему сказанному, можно сделать следующие выводы:

1. Фауна млекопитающих в изученном районе может иметь стратиграфическое значение.

Могут быть выделены руководящие фаунистические комплексы: эоплейстоценовый-нижнеплейстоценовый (?) — алданская фауна, нижнеплейстоценовый, среднеплейстоценовый (хазарский), среднеплейстоценовый-верхнеплейстоценовый (верхнепалеолитический). Последний разделяется на две фауны — фауну конца среднего плейстоцена и верхнеплейстоценовую. Каждый из них, кроме общих с другими комплексами

ми форм, содержит таких представителей, которые свойственны только данному комплексу, т. е. являются для него руководящими формами. Каждый выделенный комплекс характеризует ярус четвертичной системы (табл. 5).

2. Основные этапы истории развития фауны Восточной Сибири были тесно связаны с изменениями физико-географической среды.

Нижнеплейстоценовая фауна представляет собой обедненный плиоценовый теплолюбивый комплекс, тесно связанный с Южной Азией.

В начале среднего плейстоцена наступило похолодание, и произошло, по-видимому, усиление степени континентальности климата. В конце среднего плейстоцена появляется арктическая фауна. Общий облик верхнеплейстоценовой фауны остается холодолюбивым. К голоцену ареалы наиболее специализированных арктических животных этой фауны смещаются к северу.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Схема корреляции отложений бассейна р. Вилюя и долины нижнего течения р. Лены. Докл. Акад. наук СССР, т. 120, № 6, 1958.
- Бобринский Н. А., Кузнецов Б. А., Кузякин А. П. Определитель млекопитающих СССР. М., Изд. Сов. наука, 1944.
- Брем А. Э. Жизнь животных под ред. проф. Б. М. Житкова, т. 5, Млекопитающие. М., Учпедгиз, 1941.
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами. Тезисы докладов Всесоюзного Междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 1957.
- Громов В. И. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья. Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1935, 4.
- Громов В. И. Остатки *Elephas antiquus* Falx из четвертичных отложений г. Москвы. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 33, сер. геол. (10).
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, сер. геол. (№ 17).
- Громова В. И. Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и по истории млекопитающих Восточной Европы и северной Азии вообще. Тр. Ком. по изуч. четвертичного периода, 1932, 1.
- Громова В. И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1949, 17, вып. 1.
- Дуброво И. А. О первой находке примитивного слона *Elephas meridionalis* Nesti на Севере Сибири. Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, 1953, № 19.
- Дуброво И. А. Об остатках *Parelephas Wüsti* (M. Pawl) и *Rhinoceros mercki* Jager из Якутии. Бюлл. Ком. по изучению четверт. периода, 1957, № 21.
- Огнев С. И. Звери СССР и прилежащих стран, т. 7. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
- Сушкин П. П. Облик фауны Восточной Сибири и связанные с ним проблемы истории земли. Природа, 1921, № 4—6.
- Pei W. C. On the Carnivora from locality 1 of Choukoutien. Palaeontologia Sinica, Ser. C, 1934, v. 8, fasc. 1.
- Teilhard de Chardin P., Leroy P. Chinese Fossil Mammals. Inst. de Geo-Biologie, Peking, 1942, № 8.
- Young C. C. On the Artiodactyla from the Sinnanthropus Site at Choukoutien, Palaeontologia Sinica, Ser. C, 1932, v. 8, fasc. 2.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

В. В. ПОПОВ

СТРАТИГРАФИЯ АНТРОПОГЕНА ТЯНЬ-ШАНЯ

Антропогеновые — четвертичные образования Тянь-Шаня как характером генетических разновидностей, так и литологическим их обликом, мощностью толщ и условиями залегания, прежде всего обязаны своеобразию тектонического развития этой горной страны и изменениям ее климата.

Тянь-Шань принадлежит к особому типу структуры, возникшей на месте пенепленизированных древних горных сооружений некогда единой Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Из состава последней Тянь-Шань был выделен интенсивными молодыми (неотектоническими, по В. А. Обручеву, 1948) движениями. Переработка тяньшанского участка эпигерцинской платформы и поднятие Тянь-Шаня началось с олигоцена-миоцена, но в это время он представлял собой еще невысокую горную страну — ряд всхолмленных широтных поднятий и разделяющих их уже достаточно глубоких впадин. В последних накапливались мощные осадки. Как крупное сводообразное поднятие эпипалеогеновая тяньшанская структура оформлялась главным образом в течение плиоцена и антропогена, испытав наибольшее поднятие в плейстоцене и голоцене.

Большой размах движений и значительная мощность осадков во впадинах дали повод некоторым геологам (Петрушевский, 1955) называть Тянь-Шань геосинклинальной областью, несмотря на то, что ни складчатости геосинклинального типа, ни вулканизма, типичного для геосинклиналей, на Тянь-Шане не имеется. Поэтому большинство геологов не разделяет такую точку зрения и называет Тянь-Шань или «активизированной эпигерцинской платформой» (Белоусов, 1954), или особой «орогенной областью» (Шульц, 1950), или орогенной «областью очень высокой подвижности, возникшей на месте эпигерцинской платформы в результате переработки ее новейшими движениями» (Попов и Резанов, 1955).

По мнению ряда исследователей (Петрушевский, 1955; Попов и Резанов, 1955), движения на Тянь-Шане в отличие от ряда других горных стран, возникших как на геосинклинальной (Альпы, Крым, Кавказ, Копет-Даг, Гималаи), так и на платформенной (Урал, Алтай) основе, не затухали к голоцену и даже усиливались. Движения на Тянь-Шане имеют характер крупных широтных сводообразных вспучиваний (мегантклиналей), разделенных прогибами — впадинами (мегасинклиналями) и осложненных сбросами — надвигами. По сводам поднятий в зонах растяжения встречаются крупные оседания типа грабенов (чонкеминский, чиликский и др.).

Ведущими в формировании тяньшанской антропогеновой структуры являлись вертикальные движения, выразившиеся в складках большого

радиуса, сопровождавшихся разрывными нарушениями, дифференциальными перемещениями крупных блоков. В сопредельных зонах поднятий и прогибаний (Ферганская, Нарынская, Иссыккульская и другие впадины), в особенности по северному и южному ограничениям Тянь-Шаня, в местах перехода его в подгорные равнины характерны складчатые дислокации, тесно связанные с разрывными нарушениями жесткого фундамента.

Преобразование Тянь-Шаня в высокогорную страну совпало с общим планетарным похолоданием, что и привело, несмотря на малое количество осадков на Тянь-Шане, к появлению здесь ледников. Плейстоценовое похолодание нашло на Тянь-Шане благоприятные условия в виде уже высоко поднятой горной страны, чего не было здесь в миоцене-плиоцене. Вот почему на Тянь-Шане не известны следы плиоценовых или более древних оледенений, как это имеет место для Кавказа, Альп и т. п. Появление этих древнейших оледенений связано всегда с более ранними поднятиями гор. Эти поднятия олигоцен-неогенового времени являлись первыми необходимыми «земными» (без участия планетарных, связанных с солнечной радиацией) условиями для проявления наиболее ранних локальных антропогенных оледенений. Их следы в виде древнейших морен и ледниковых форм рельефа могут служить одним из показателей новых — «ледниковых» условий, столь характерных для антропогенного периода, в течение которого они получили свое наибольшее развитие.

Вместе с формированием тяньшанской высокогорной страны произошло резкое изменение в ее пределах и климатической обстановки. Горные сооружения, расположенные к югу от Тянь-Шаня, также испытали в антропогене крупные поднятия, и вместе с этим уже с конца плиоцена прекратился приток с юга влажных и теплых муссонов. Климат стал определяться преимущественным притоком холодных и потерявших свою влажность арктических воздушных масс. В связи с уменьшением влажности климата уже в плиоцене резко сократились на Тянь-Шане процессы формирования красноцветов. Все больше стали расширяться засушливые области пустынь. Поднятия гор усилили вертикальную климатическую зональность на Тянь-Шане. Уменьшились влажность и количество осадков в горах. На плоских доплиоценовых поверхностях выравнивания Тянь-Шаня и в его долинах уже в начале плейстоцена стали возникать и постепенно разрастаться в связи с поднятием гор ледники полупокровного типа.

По вопросу оледенения на Тянь-Шане существуют разные точки зрения. Одни исследователи высказываются за единую ледниковую эпоху на Тянь-Шане, другие признают двукратное или трехкратное оледенение, не считая современного. Накопившиеся к настоящему времени данные о ледниковых образованиях Тянь-Шаня свидетельствуют о многократности проявления здесь оледенений, но в то же время и о специфичности развития ледниковых явлений, в связи с характером тяньшанских тектонических движений, эрозионных процессов и колебаний климата.

Ряд исследователей Тянь-Шаня — Н. Г. Кассин (1936), Н. Н. Костенко (1945), В. В. Резниченко (1930), С. В. Калесник и С. В. Эпштейн (1935), В. В. Шумов (1932), Е. Я. Ранцман (1955), А. Л. Рейнгард (1934), Н. П. Костенко (1953) и другие наиболее хорошо изучили следы (троги, морены) мощного оледенения середины плейстоцена. Слабое эрозионное расчленение плосковерхих сыртов Тянь-Шаня, представляющих остатки древних верхнепалеозойско-мезозойско-палеогенового пенеплена, обусловило развитие здесь главным образом ледников полупокровного и в меньшей степени долинного типа.

Гораздо хуже сохранились следы древнейшего на Тянь-Шане,

по-видимому, раннеплейстоценового оледенения. Об этом оледенении свидетельствуют остатки морен в седловинах Ферганского хребта (Огнев, 1940) и мощная морена, слагающая верхнюю часть адырного типа гряды на междуречье Чолпоната-Чонаксу (северный борт Иссыккульской впадины). Эта морена представляет на несколько километров протягивающийся покров грубого валунно-галечного материала, сильно выветрелого, с примесью суглинистого материала, без всяких признаков сортировки, слоистости и ориентировки валунов. Общая мощность морены от 10—15 до 40—50 м и более.

Чолпонатинская морена была впервые обнаружена в 1928 г. В. В. Шумовым, а в 1947—1948 гг. изучалась автором статьи. К востоку от Чолпоната часть отнесенных В. В. Шумовым к морене грубовалунных образований принадлежит уже к покрову флювиогляциальных отложений. В этих накоплениях была обнаружена ориентировка в расположении валунов. Валунно-галечный покров налегает на денудационные поверхности, образованные смятыми в складки неогеновыми отложениями. Эти поверхности имеют наклон в сторону оз. Иссык-Куль. Судя по взаимоотношению валунно-галечного покрова с чолпонатинской мореной и более молодыми долинными моренами, эти валунно-галечники относятся к среднеплейстоценовым образованиям. Чолпонатинская морена заметно отличается своей желтоватой окраской и сильной выветрелостью валунов от среднеплейстоценовой и верхнеплейстоценовой морен. Особенно характерными и отличительными геоморфологическими чертами нахождения древнейшей тяньшанской морены (чолпонатинской) являются полное отсутствие у нее типичных для донной морены форм рельефа, уничтоженных денудацией, и своеобразная размытость морены промоинами, напоминающими барранкосы. Узкие междуречные гребни в морене обладают повсеместно своеобразным «пилообразным» профилем. Подошва чолпонатинской морены спускается достаточно низко и составляет 1800—1900 м абсолютной высоты.

В юго-восточной части Киргизского хребта в долине Байлямтала обнажается сходная с чолпонатинской байлямтальская морена, которую также можно считать древнейшей тяньшанской мореной (по В. В. Шумову).

В хребте Кунгей-Алатау в районе Байсаура (долина р. Чилик) Н. Г. Кассиным (1936) и Н. Н. Костенко (1945) описана, по их мнению, нижнеплейстоценовая морена. К таковой они относят и ряд выходов морен по северным склонам Заилийского Алатау. По-видимому, все эти выходы морен надо датировать как более молодые — среднеплейстоценовые. Их условия залегания, меньшая степень выветрелости валунов и соотношение с другими моренами и торговыми формами рельефа говорят не в пользу высказываний этих авторов.

Находки нижнеплейстоценовой морены еще крайне редки, так как эта морена в значительной степени была размыта. Но, если выйти за пределы части Тянь-Шаня, расположенной на территории СССР, то можно назвать еще ряд пунктов, где имеются выходы морены, чрезвычайно сходные с чолпонатинской мореной. Так, в восточной (китайской) части Тянь-Шаня, а также в хребте Борохоро у Кульджи (по устному сообщению В. В. Шумова) в предгорьях имеются аналогичные чолпонатинской морене выходы древнейшей тяньшанской морены (кульджинской) с теми же характерными чертами — размытостью, зазубренным профилем междуречных гребней и барранкосами, тем же взаимоотношением с более молодыми моренами.

В предгорьях Куэнь-Луна на поверхности третичных холмов залегает очень сходная с чолпонатинской грубовалунная морена, описанная в 1932 г. Э. Норриным (участником экспедиции Свен Гедина, 1930) и на-

званная им «дувской» мореной. Ее подошва находится на абсолютной высоте 1980—2000 м.

В Западном и Юго-западном Тянь-Шане следы древнейших трогов и морен пока еще не встречены. Возможно, что это связано с очень сильным расчленением здесь гор. Так, для Гиссарского хребта Н. П. Костенко (1955) не нашла возможным выделить трехкратное оледенение и ограничилась указанием для плейстоцена на «древнее» и «последнее» оледенение, из которых второе она считает максимальным. Ошибочность такого представления, основанного на большем выдвигании языков морен по долинам, имевшегося у ряда других исследователей оледенений горных стран, хорошо показал Г. Ф. Мирчинк (1940). По его мнению, низкое положение подошвы морен или далекое их продвижение по долинам ни в какой мере не могут указывать на то, что эти морены принадлежат к максимальному оледенению. Здесь надо считаться еще и с неотектоническими движениями. «Древнее» оледенение Н. П. Костенко, по-видимому, соответствует среднеплейстоценовому максимальному оледенению Тянь-Шаня.

В последнее время ряд исследователей оледенений горных стран, например Кавказа, Восточной Сибири, в том числе гор, окружающих Иркутский амфитеатр (устное сообщение Н. И. Соколова), и т. д. начинает склоняться к тому, что максимальным здесь было раннеплейстоценовое оледенение. С таким мнением трудно согласиться, так как всего вероятнее считать, что максимальное планетарное похолодание, проявившееся в среднем плейстоцене, должно было сказаться повсюду на Земле примерно одновременно, т. е. в смысле геологической одновременности, и вызвать максимум оледенения также в среднем плейстоцене. Однако целый ряд местных особенностей физико-географической обстановки, несомненно, мог влиять на проявление оледенений в различных горных странах, обуславливая и их местные специфические особенности. Все это хорошо видно и на примере Тянь-Шаня.

Среднеплейстоценовые тяньшанские морены достаточно хорошо сохранились в целом ряде районов Тянь-Шаня. В Юго-западном и Западном Тянь-Шане они известны в виде размытых моренных тел, обнаруживающихся в троговых долинах. Они хорошо выражены в долинах Ферганского хребта, в хребтах Кокшаалтау, Терской-Алатау, Кунгей-Алатау, Заилийском Алатау, в Киргизском хребте и др. Среднеплейстоценовая морена образует крупные поля в верховьях Большого и Малого Нарына (карагоманская морена), хотя и не всегда имеет типичный рельеф донной морены. В Иссыккульской впадине в ряде троговых долин среднеплейстоценовая морена образует мощные тела, сохранившие форму трогов, но также лишенные специфического рельефа донной морены (конуруленская морена). В ряде мест, например, на плоских древних поверхностях выравнивания южного склона Кунгей Алатау, имеются огромные поля среднеплейстоценовой морены с сохранившимися в известной мере формами рельефа донной морены (чокतालская морена). Это типичная водораздельная морена. Аналогичные поля морен широко развиты по северному склону Заилийского Алатау (алмаатинская морена). Здесь же в троговых долинах имеется и долинная среднеплейстоценовая морена.

Соотношения, в залегании между среднеплейстоценовой и верхнеплейстоценовыми моренами бывают весьма разнообразными. В одних случаях нижнеплейстоценовые морены оказываются размытыми и в них вложены верхнеплейстоценовые морены. В других случаях на среднеплейстоценовые морены накладываются верхнеплейстоценовые морены.

Среднеплейстоценовый возраст тяньшанских морен максимального оледенения устанавливается как по геологическим, так и геоморфологическим данным с привлечением палеонтологических сведений. Важную

роль играют непрерывное прослеживание долинных морен через конечно-моренные образования в продолжающие их уже в пределах предгорий и впадин покровы флювиогляциальных валунно-галечников и гравелитов. Последние широко развиты в Ферганской, Нарынской, Иссык-кульской, Верхнечуйской, Илийской и других межгорных и подгорных впадинах Тянь-Шаня. Такой фациальный переход удавалось проследить не всегда из-за тектонической разобщенности моренных и флювиогляциальных образований, вызванной изгибом в складки жесткого фундамента и налегающего на него чехла мезо-кайнозойских отложений, сопровождающимися раздроблением фундамента на систему блоков.

Среднеплейстоценовые морены, залегающие в горной части на поверхности дифференцированно перемещающихся блоков раздробленного древнего пенеплена, обычно сильно приподняты и отчленены от продолжающих их покровных валунно-галечников во впадинах. Поэтому для стратиграфических сопоставлений часто использовались более молодые покровные и долинные валунно-галечники, отчетливо продолжающие конечные морены последнего оледенения. Эти верхнеплейстоценовые валунно-галечники вложены в более древние — среднеплейстоценовые. Путем выяснения всех этих, иногда весьма сложных взаимоотношений разновозрастных и различных по генезису ледниковых, водноледниковых (зандровых, террасовых) и иных образований удавалось установить их возраст. В предгорьях и во впадинах над грубообломочными флювиогляциальными, аллювиальными или пролювиальными отложениями повсеместно на Тянь-Шане широко развиты эоловые, пролювиальные и делювиальные лёссы и лёссовидные породы, из которых в ряде районов найдены остатки позвоночных животных, хотя еще пока и крайне немногочисленные.

В лёссах гипсометрически наиболее высокого аккумулятивного комплекса в Ферганской впадине найден зуб ранней формы *Elephas primigenius* Blum. (Джалалабад). Из галечников, залегающих под лёссовой (так называемой ташкентской) толщей над «шохом» (древние — нижнеплейстоценовые окаменевшие лёссы), извлечен зуб *Elasmotherium sibiricum* Fisch. (арык Бозсу под Ташкентом). В районе Калканских гор (долина р. Или) из лёссов, лежащих над валунно-галечниками, увязывающимися с моренами предпоследнего оледенения, найден зуб *Elephas trogontherii* Pohl. Эти находки датируют лёссы и подстилающие их валунно-галечники, а также соответствующие им по возрасту морены предпоследнего оледенения, как среднеплейстоценовые. Уверенность в правильности такой датировки вселяет еще и то, что в лёссах гипсометрически более низкого и молодого аккумулятивного комплекса в районе Алма-Ата обнаружена поздняя форма *Elephas primigenius* Blum., а из второй надпойменной песчаной террасы, продолжающей этот комплекс к северу от Тянь-Шаня, кроме мамонта, были найдены остатки *Bos primigenius* (Центральный Казахстан). Этими находками возраст лёссов и валунно-галечников низких террас, а также связанных с ними фациальными переходами долинных конечных морен датируется как верхнеплейстоценовый. Соответственно и те лёссы и валунно-галечники более древнего комплекса, в которые вложены или к которым прислонены лёссы и валунно-галечники более молодого комплекса, а также отвечающие им по возрасту долинных морены, должны быть тоже среднеплейстоценовыми.

По взаимоотношению одних генетических типов антропогенных образований с другими для Тянь-Шаня удалось составить ряд местных стратиграфических схем, которые вместе позволяют ближе подойти к единой стратиграфической схеме для всего Тянь-Шаня. В нее укладываются все генетические типы антропогенных образований этой горной страны. К ним в горной части принадлежат не только морены, зандровые, покровные и террасовые валунно-галечные, гравелитовые и реже песчано-гли-

нистые образования (нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые, а также голоценовые), но и очень широко развитые, в особенности в Центральном Тянь-Шане, солифлюкционные, гравитационные и элювиальные образования, в том числе мощные каменные россыпи и осыпи. Осыпи камней сопровождают все горные вершины и их склоны. Имеется огромное количество мощных шлейфов, конусов осыпания и «каменных рек». Возраст этих образований изменяется от голоценового до нижнеплейстоценового (конгломераты Терской-Алатау и др.).

В предгорья и впадины Тянь-Шаня морены обычно не заходят, если не считать нахождения нижнеплейстоценовой чолпонатинской морены в борту Иссыккульской впадины и в некоторых других впадинах, а также «обрывков» морен среднеплейстоценового возраста среди флювиогляциальных отложений, как следствие вытаивания из сползших с гор и отколовшихся массивов льда небольших (в несколько десятков или сотен квадратных метров) «линз» морены (северо-западный борт Иссыккульской впадины). В некоторых районах наблюдается довольно значительное выдвигание языков современных морен в долины (Чонкемин и др.).

В предгорьях и впадинах широким распространением пользуются флювиогляциальные покровные валунно-галечники и гравелиты, переходящие с удалением от гор в террасовые грубообломочные и песчано-глинистые аллювиальные отложения. Эти покровы в областях дифференцированных движений очень хорошо отражают сложные и различно направленные спектры этих движений, то накладываясь друг на друга (в областях погружений), то расщепляясь на целый ряд террасовых уровней, представляющих террасы врезывания (в областях поднятий).

По склонам гор, прилавков¹ и адырных холмов развиты делювиальные отложения, обычно лёссового облика (делювиальные лёссы) и элювий коренных пород. У их подножия вдоль бортов впадин и во впадинах особенно широко развиты пролювиальные отложения, представленные как грубообломочным материалом, так и покрывающими его мощными пролювиальными лёссами. Пролувиальные отложения тесно связаны фациальными переходами с аллювием речных долин. Имеют место переслаивания аллювия и пролювия. На поверхности аллювиальных террас встречаются шлейфы и конусы выноса, мощные лёссы, частично возникшие из аллювиального мелкозема. В Иссыккульской и других впадинах имеются озерные и дельтовые отложения (Джержаланская мергелистая толща).

Интенсивные и резко дифференцированные поднятия гор Тянь-Шаня в антропогене обусловили обильный вынос во впадины и накопление в них преимущественно грубообломочного материала. За счет развевания и размывания морен во впадины выносилось и огромное количество мелкозема, который давал начало делювиальным, пролювиальным и аллювиальным лёссовым толщам. Значительная часть мелкозема выносилась далеко от гор в прилегающие равнины и в условиях среднеазиатских пустынь подвергалась интенсивному развеванию и далекому разносу. Эоловая пыль давала начало эоловым лёссам и в значительной степени входила в состав всех остальных видов водных лёссовых накоплений. Чаще всего мелкозем Тянь-Шаня представлен лёссами и лёссовидными суглинками делювиального, пролювиального и в меньшей степени аллювиального происхождения, но в ряде пунктов известны и типичные эоловые лёссы (Мавлянов, 1950; Ломонович, 1951).

На Тянь-Шане не обнаружены озерные межледниковые отложения и погребенные торфяники, что связано с значительной сухостью климата этой горной области. Стратиграфические соотношения разных генетиче-

¹ Прислоненные к склонам гор холмы, обычно образованные мезозойскими и кайнозойскими отложениями (термин, принятый в Средней Азии).

ских видов антропогенных образований приходится устанавливать по их наложению друг на друга или прислонению. Так, например, во многих местах известны случаи ярусного залегания морен: налегание верхнеплейстоценовых морен на среднеплейстоценовые (северный склон Заилийского Алатау, долина р. Чонаксу в северном борту Иссыккульской впадины и т. д.).

Возрастное расчленение антропогенных образований Тянь-Шаня дается не на основании опорных разрезов, их установление — еще дело будущего, но на основании всех существующих данных о взаимоотношениях разных генетических видов этих образований, данных по геоморфологии и неотектонике, но все это в тесной увязке с палеонтологическими данными. Перед средним плейстоценом на Тянь-Шане произошло заметное усиление поднятия гор, вызвавшее углубление продольных к простиранию структур и заложение поперечных к ним долин, которыми воспользовались ледники полупокровного оледенения Тянь-Шаня, зародившегося в нижнем плейстоцене и вызвавшего образование, по-видимому, системы ледяных щитов. Эти щиты сильно разрослись и слились в среднем плейстоцене в крупные ледяные покровы плоских вершин. Оформились крупные долинные ледники, а в некоторых депрессиях, например, в верховьях р. Нарын, возникли крупные ледоемы, наподобие описанных А. И. Москвитинным для Алтая.

Новое резкое усиление поднятий перед верхним плейстоценом привело на Тянь-Шане к врезанию эрозионной сети, ее углублению и вложению продвинувшихся по долинам ледников в среднеплейстоценовые трог и морены. В это же время во впадинах отлагались мощные грубообломочные и песчаные отложения пролювия и аллювия, и, начиная с нижнего плейстоцена, на протяжении всего плейстоцена и голоцена, накапливались лёссы и лёссовидные суглинки.

Для составления сводной стратиграфической колонки антропогенных образований Тянь-Шаня можно опираться на следующие фаунистические данные. В горах Супетау (Ферганская впадина) Н. П. Васильковским (1935) был найден зуб *Elephas aff. meridionalis* Nesti, датирующий отложения супетауской свиты как верхнеплиоценовые Q_1^2 (верхний эоплейстоцен, по В. И. Громову). Этому супетаускому ярусу по времени примерно соответствуют кульчикский ярус (Большой Нарын) и курумдинский ярус (Иссыккульская впадина). Из окрестностей Ташкента (арык Бозсу) Ю. А. Скворцовым найдены остатки *Elasmotherium sibiricum* Fisch., датирующие вмещающие его аллювиальные галечники, лежащие на «шохе» («каменном лёссе»), как среднеплейстоценовые Q_2^2 . Тогда «шох», сопоставляемый с нанайской террасой верховьев р. Чирчик и с сохским ярусом Ферганской впадины (Васильковский, 1951), получает нижнеплейстоценовый возраст Q_2^1 . Сохский (нанайский или кассанский) ярус Ферганы может сопоставляться с кулябским ярусом Таджикистана и с такими ярусами Тянь-Шаня, как алабугинский (Ферганский хребет), башнуринский (Нарынская впадина), чолпонатинский (по названию чолпонатинской нижнеплейстоценовой морены) и талгарский (Заилийский Алатау). На Алтае этим ярусам, по-видимому, соответствует башкауский ярус (по наименованию нижнеплейстоценовой башкауской морены Е. Н. Шукиной).

Описанная из района Калканских гор (Джунгарский Алатау) находка *Elephas trogontherii* Pohl. датирует вмещающие его отложения как среднеплейстоценовые Q_2^2 . Об этом же возрасте отложений говорят и находки в лёссах высокой террасы у Джалалабада ранней формы *Elephas primigenius* Blum. (Беляева, 1947). Находка в г. Алма-Ата в лёссах, покрывающих молодой конус выноса, поздней формы *Elephas primigenius* Blum.

(по Н. Н. Костенко) датирует лёсс и отложения конуса как верхнеплейстоценовые образования Q_2^3 . Таким же возрастом датируются и фациально продолжающие эти образования долинные конечные морены Большой и Малой Алмаатинок и Прямой щели в Заилийском Алатау.

В ряде мест Тянь-Шаня найдены остатки *Rhinoceros tichorhinus*. Так, например, В. В. Шумовым обнаружен зуб шерстистого носорога в галечниках в основании джержаланского разреза (Пржевальск). Это подтверждает верхнеплейстоценовый возраст Q_2^3 дельтово-аллювиальных мергелистых суглинков, песков и гравелитов, которые некоторые геологи относят к озерным отложениям (Шумов, Эпштейн, 1953) и даже к более древним (Герасимов, 1955). Джержаланская толща хорошо увязывается путем непосредственного протягивания к горам с верхнеплейстоценовыми долинными конечными моренами через посредство террасовых валунно-галечников. В джержаланских мергелистых суглинках и песках полностью отсутствуют характерные для солоноватого бассейна Иссык-Куля толстоственные *Limnaea issikkulensis*, но в них очень много пресноводных и наземных гастропод — обитателей мокрых пойм.

Многочисленные находки гастропод и остракод во многих разрезах антропогенных отложений Тянь-Шаня помогают отчасти установлению возраста отдельных их горизонтов, но главным образом дают возможность восстанавливать ту физико-географическую обстановку, которая характеризовала эту горную страну в антропогене. Она отличалась большей влажностью и более теплым климатом в плиоцене — начале плейстоцена, когда на невысоких еще и плоских горах Тянь-Шаня произрастали по берегам некрупных пресных озер ольха, ива и другие растения. Об этом можно судить по находкам на Терской-Алатау в глинах верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовой озерной кульчикской свиты в верховьях р. Б. Нарын остатков *Alnus* sp. cf., *A. incana* Wild и *Salix viminalis* L. (Шульц, 1948).

Озерные условия существовали тогда и в других горных районах Тянь-Шаня, например, в урочище Карагоман на Терской-Алатау, в северном борту Иссыккульской впадины (у с. Курумды), в Ферганской впадине (г. Супетау) и т. д. Озерный режим имел место также в неогене и в более ранний период платформенного существования Тянь-Шаня. К плейстоцену вместе с усилением поднятий озера стали исчезать; они оказались покрытыми ледниками, а в последующем, после их стаяния, озерные осадки оказались под мощными моренными толщами (как, например, в пределах кульчикского разреза и др.).

Остатки растений и пыльцы из антропогенных отложений, пока еще очень слабо изученных, все же указывают на преобладание в плейстоцене в предгорьях Тянь-Шаня ксерофитной степной растительности. В лёссах в большом количестве обнаружена пыльца *Artemisia* и др.

Широкое распространение морен в горах Тянь-Шаня и лёссов в предгорьях и во впадинах помогает выявить характерную климатическую зональность здесь в четвертичный период. В высокогорьях имели место суровость климата и относительная сухость. В предгорьях наблюдалась большая влажность, вследствие подтаивания ледников и относительно большего выпадения здесь осадков. По мере перехода к бедным осадками подгорным впадинам и прилегающим к ним песчаным пустыням климат становился сухим и жарким.

В течение всего плейстоцена на Тянь-Шане были отчетливо выражены фациально-ландшафтные пояса (Попов, 1950) — от водораздельно-ледникового, через склоновый, пролювиально-равнинный, сменяющиеся аллювиально-равнинным вплоть до эолово-равнинного, которые несколько смещались пространственно по мере смены ледниковых межледниковьями. В то же время можно считать, что ледники не исчезали полностью

в горах в течение всего плейстоцена и, уменьшившись в размерах, сохранились до настоящего времени. Точно так же и пустынный режим, возникнув в третичное время, просуществовал весь антропоген и продолжает действовать и в наши дни. Два крайних физико-географических фактора — гляциальный и эоловый — являлись наиболее характерными для Тянь-Шаня в антропогене, а флювиальный фактор в наибольшей степени проявлялся в пограничной между областью ледников и областью пустынь зоне, т. е. в пределах склонового, пролювиально-равнинного и аллювиально-равнинного ландшафтно-фациальных поясов.

Антропогеновые образования Тянь-Шаня расчленяли многие его исследователи и сводили в местные стратиграфические схемы, среди которых можно назвать схемы И. И. Трофимова (1953) и Н. П. Костенко (1953, 1955) для Таджикистанской депрессии и Юго-западного Тянь-Шаня (Гиссарский хребет); Н. П. Васильковского (1935, 1951) и Ю. А. Скворцова (1938, 1939) для Западного Тянь-Шаня, Приташкентского района и Ферганской впадины; Н. Г. Кассина (1936) и Н. Н. Костенко (1948, 1959) для Северного Тянь-Шаня; В. В. Шумова (1932) для Иссыккульской впадины и прилегающих к ней хребтов; В. В. Попова для Северного и Центрального Тянь-Шаня (1953); С. В. Эпштейна (1953) для Западного, Центрального и Северного Тянь-Шаня и др.

Некоторые исследователи (Ф. Ф. Мужчинкин, 1935) делали попытки сопоставления антропогена Узбекистана с антропогеном Западной Европы, но без должного обоснования палеонтологическими данными. Ю. А. Скворцов (1938) предлагал упрощенное расчленение четвертичных отложений Приташкентского района и Ферганской впадины на долёссовые, лёссовые и послелёссовые, что само по себе не соответствует факту непрерывавшегося накопления лёссов и лёссовидных пород в течение всего плейстоцена и голоцена. Многие исследователи Тянь-Шаня (С. С. Шульц, Н. П. Васильковский, Б. А. Петрушевский и др.) ограничивались разделением четвертичных отложений на Q_1 и Q_2 с выделением переходного комплекса $N_2 - Q_1$, и только некоторые геологи придерживались четырехчленного деления.

Наиболее удобной для практического использования стратиграфической шкалой для антропогена (в понимании автора этого термина — А. П. Павлова) является новая шкала В. И. Громова, развившего идеи А. П. Павлова. Согласно этой шкале в четвертичный период, или антропоген, включается, кроме голоцена и плейстоцена, верхняя часть плиоцена, названная В. И. Громовым эоплейстоценом. Это связано с тем, что в верхнем плиоцене находятся истоки большинства четвертичных фаун, прежде всего фауны позвоночных, в том числе и человека. Отчасти с этой же нижней границей антропогена, приходящейся, по-видимому, к основанию акчагыла, может быть увязано и достаточно удобное использование данных по фауне беспозвоночных и по флоре. Со всем этим неплохо согласуются и данные археологии и антропологии.

В то же время трехчленное деление антропогеновой (четвертичной) системы Q на три отдела (и соответственно на ярусы): эоплейстоцен Q_1 (нижний эоплейстоцен Q_1^1 и верхний эоплейстоцен Q_1^2), плейстоцен Q_2 (нижний плейстоцен Q_2^1 , средний плейстоцен Q_2^2 и верхний плейстоцен Q_2^3) и голоцен Q_3 (нижний голоцен Q_3^1 и верхний голоцен Q_3^2) хорошо согласуются с принятым подразделением других систем. Кроме того, в большинстве случаев нижняя граница нижнего плейстоцена бывает трудно отделима от плиоцена, что требовало часто выделения переходной толщи с индексом $N_2 - Q_1$. Поэтому понижение нижней границы системы с захватом верхнего плиоцена представляется удобным для целей картирования, позволяя выделять в самостоятельный отдел эоплейстоцен (верхний плиоцен).

Сводная стратиграфическая схема антропогена Тянь-Шаня и ее сопоставление с другими районами

Система (период)	Отделы (эпохи)	Ярусы (века)	Стратиграфические схемы для отдельных районов Тянь-Шаня							Стратиграфические схемы для Алтая, Прикаспия и Русской платформы			
			Юго-западный Тянь-Шань (по данным Н. П. Костенко)	Западный Тянь-Шань (по данным Н. П. Васильковского, Ю. А. Скворцова, О. А. Рыжкова, М. Н. Грамма)	Ферганский хребет, Нарынская впадина (по данным В. Н. Огнева, С. С. Шульца)	Центральный Тянь-Шань (по данным С. С. Шульца, В. А. Герасимова)	Иссык-Кульская впадина и прилегающие хребты (по данным В. В. Шумова, В. В. Попова)	Северный Тянь-Шань (по данным Н. Г. Кассина, Н. Н. Костенко)	Ярусы (века)	Алтай (по данным Е. Н. Шукиной)	Прикаспий (по данным П. В. Федорова) и Кара-Кумы	Русская платформа (по данным А. И. Москвитина)	
Антропогенная или четвертичная (антропоген) Q	Голоцен Q ₃	Верхний Q ₃ ²	Позднеаундарьинский (современный)	Позднесырдарьинский (современный)	Позднеарынский (современный)	Позднеарынский (современный)	Позднеиссык-Кульский (современный)	Современный	Q ₃ ²	Современный	Позднекаспийский (современный) с <i>Mytilaster lineatus</i> Gmel.	Современный	
		Нижний Q ₃ ¹	Раннеаундарьинский	Раннесырдарьинский (абайский)	Раннеарынский	Раннеарынский-баянкольский	Раннеиссык-Кульский	—	Q ₃ ¹	Послеаакемский	Новокаспийский (сарыкамышский) с <i>Gardium edule</i> L., <i>Didacna trigonoides</i> Kall., <i>D. crassa</i> , Eichw., <i>D. beeri</i> Grim.	Послекалинский	
	Плейстоцен (гляциация)	Верхний Q ₂ ³	Термезский (дошамбинский) с ориньянской стоянкой	Голодностепский	—	Тарагайский или карасайский (тарагайская морена с типичным рельефом); кокташский	Джержаланский с <i>Rhinoceros tichorhinus</i>	Алмаатинский (алмаатинская долинная морена) с <i>Elephas primigenius</i> Blum., позднего типа и др.	Q ₂ ³	Майминский (майминская морена) с <i>Elephas primigenius</i> Blum., <i>Rhinoceros tichorhinus</i> Rh. <i>antiquitatis</i> и др.	Хвалынский (надкаракумский) с <i>Didacna praetrigonoidea</i> , Nal., <i>D. parallela</i> Bog. (поздний хвалынский или ранний сарыкамыш); <i>Didacna ebersini</i> Fed., <i>D. cristata</i> Bog., <i>D. zhukovi</i> Fed., <i>D. ex. gr. delenda</i> Bog. (ранний хвалынский)	Калининский (калиннинская и другие морены) (Q ₂ ³ —K)	
			Резкие поднятия гор и интенсивный эрозионный врез (осадки не зарегистрированы)							Q ₂ ² — Q ₂ ³	Катуньско-майминский	—	Микулинский (Q ₂ ² — Q ₂ ³ — Mik)
		Средний Q ₂ ²	Сурханский (иякский) со стоянкой мустье	Ташкентский (кувинский)	Макмальский <i>Elephas primigenius</i> Blum. раннего типа (Джалалабад)	Карагоманский (карагоманская морена); акташский	Конгуруленский или чокташский с <i>Pisonpriscus (longicornis)</i> из джержаланской террасы «д» В. В. Шумова	Боролдайский; байсаурский (байсаурская морена) с <i>Elephas trogontherii</i> Pohl. и др.	Q ₂ ²	Катуньский (катунская морена) с <i>Elephas trogontherii</i> Pohl., <i>Bison priscus (longicornis)</i> и др.	Хозарский (позднекаракумский) с <i>Didacna surachanica</i> Andr. (поздний хозар); <i>Didacna naliukini</i> Wass., <i>D. pallasi</i> Prav. <i>D. ex. gr. subpyramidalis</i> Prav. (ранний хозар)	Днепропровский (московская и днепровская морены) (Q ₂ ² — D)	
			Поднятия гор и эрозионный врез (осадки не зарегистрированы)							Q ₂ ¹ — Q ₂ ²	Башкауско-катуньский с хозарским комплексом позвоночных	—	Лихвинский (Q ₂ ¹ — Q ₂ ² — I.)
	Нижний	Кулябский	Сохский (нанайский или кассанский) с <i>Phragmites</i> sp., <i>Cyperaetes</i> sp., <i>Salix</i> cf. <i>caprea</i> L., <i>Rosa</i> sp.; андижанский (в районе Андижана); с <i>Easmotherium sibiricum</i> cum Fjsh.	Алабугинский (или урумбашинский).	Башнуиринский; дечерезский	Чолпонатинский (чолпонатинская размытая морена) или дувский (по Э. Норрину в Куэнь-Луэ)	Ташкурганский (Котурбулакский); калгарский (или чолпонатинский) с <i>Cervus elaphus</i> , <i>Paracamelus gigas</i> , <i>Egus Cabalus</i> cf. <i>mosbachensis</i> , <i>Rhinoceros etruscus</i> и др.	Q ₂ ¹	Башкауский (башкауская морена) с <i>Cerbiada fluminatis</i> , со степным спорово-пыльцевым спектром (в предгорьях)	Бакинский (раннекаракумский) с <i>Didacna rudis</i> Nal., <i>D. carditoides</i> Andr., (позднее баку); <i>Didacna parvula</i> Nal., <i>D. ex. gr. caillius</i> Eichw. (раннее баку) <i>Elephas wüsti</i> Blum., <i>Unio</i> (Кара-Кумы)	Окский (окская морена) Q ₂ ¹ — Ок)		
	Эоплейстоцен (антропоген) Q ₁	Верхний Q ₁ ²	Позднеатаджикстанский	Бактрийский (кепелийский) с лимнеоциприсовым комплексом остракод: <i>Limnocypris namanojanica</i> Schn., <i>L. advena</i> Schn., <i>L. minuta</i> Schn., <i>L. igrasavatica</i> Gramm., <i>Acutocypris tschernyschevi</i> Gramm и др. Сунетауский (акчопский) с <i>Elephas aff. meridionalis</i> Nesti	Кульчикинский (озерный)	Кульчикинский (озерный) с <i>Alnus</i> sp., cf. <i>A. incana</i> Wild., <i>Salix viminalis</i> L. и др.	Курумдинский (озерно-пролювиальный)	Курумдинский (озерно-пролювиальный)	Q ₁ ²	Позднеалтайский (пролювиальный)	Апшеронский (древнекаракумский)	Скифский (ярус «краснобурых суглинков» (Q ₁ ² —Q ₁ ¹ —Sk)	
		Нижний Q ₁ ¹	Раннеатаджикстанский	—	—	Шорбулакский	Илийский с <i>Elephas arvernensis</i> Eguns <i>stenonis</i> и др.	Q ₁ ¹	Раннеалтайский (пролювиальный)	Акчагыльский (заунгузский или докаракумский)	Акчагыльский		

¹ Примечание. Используемые в схеме данные О. С. Вядова, Н. П. Костенко, И. И. Трофимова, Ю. А. Скворцова, Н. П. Васильковского, О. А. Рыжкова, С. С. Шульца, С. В. Эпштейна, В. В. Шумова, Н. Г. Кассина, Н. Н. Костенко, В. А. Герасимова, М. Н. Грамма и др. частично сокращены или дополнены и изменены, а индексация дана в соответствии с новой схемой В. И. Громова (1956).

Указанное понижение нижней границы хорошо увязывается и с предложением зарубежных геологов о включении в четвертичную систему виллафранка. Такая шкала для горных районов очень удобна еще и потому, что, начиная с верхнего плиоцена, почти повсеместно в горных областях проявились интенсивные неотектонические движения, отразившиеся и на равнинах. Это относится и к Русской платформе и вообще ко всей Европейской платформе. Но, прежде всего это типично для таких геосинклинальных областей, как Альпы, Крым, Кавказ, Копет-Даг, Гималаи и для таких своеобразных структур, как Тянь-Шань, также для Алтая, гор Прибайкалья и т. д. Стоит отметить, что поднятие Альп, Карпат, Кавказа, Копет-Дага и т. д. завершалось в антропогене, что Крым как поднятие был создан также в этот период. Особенно удобна шкала В. И. Громова для антропогеновой в основном структуры Тянь-Шаня. Вот почему автор и принял в приводимой ниже «Сводной стратиграфической схеме антропогена Тянь-Шаня...» трехчленную шкалу антропогена В. И. Громова. В схеме 1 учтены стратиграфические схемы ряда авторов: О. С. Вялова, Н. П. Костенко, И. И. Трофимова, Ю. А. Скворцова, Н. П. Васильковского, О. А. Рыжкова, С. С. Шульца, С. В. Эпштейна, В. В. Шумова, Н. Г. Кассина, Н. Н. Костенко, М. И. Ломоновича, И. П. Герасимова, Е. Я. Ранцман, И. А. Резанова и других геологов, но в их данные внесены частичные изменения и дополнения. Стратиграфическая схема антропогена Тянь-Шаня сопоставлена с аналогичными схемами и для некоторых ближайших территорий: Алтая (по данным Е. Н. Щукиной), Прикаспия (Жуков, Федоров, 1952) и Русской платформы (Москвитин, 1952). Данные этих авторов несколько изменены для исключения дробности стратиграфического разделения и сохранения такового лишь в масштабе ярусов.

Приведенная стратиграфическая схема является одной из попыток выработки для Тянь-Шаня схемы, сопоставимой со схемами для прилегающих территорий.

В дальнейшем потребуется более полная увязка местных схем внутри Тянь-Шаня и выработка единой тянь-шанской стратиграфической схемы антропогена.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеоллиздат, 1954.
 Беляева Е. И. О находке *Elephas* в Таджикистане. Тр. Палеозоол. инст. Акад. наук СССР, 1936, 5.
 Беляева Е. И. О находке мамонта в Ферганской долине. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1946, № 8.
 Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы. Мат. по геол. Средней Азии, Ташкент, 1935.
 Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана. Тр. Инст. геол. Акад. наук Узб. ССР, 1951, вып. 6.
 Герасимов И. П. Палеогеографическая загадка Иссык-Куля. В кн.: Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. М., изд. Акад. наук СССР, 1953.
 Герасимов И. П. Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня. В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., изд. Акад. наук СССР, 1955.
 Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, геол. сер. (№ 17).
 Громов В. И. О верхней границе третичного периода Мат. по четверт. периоду СССР, 1950, вып. 2.
 Калесник С. В. и Эпштейн С. В. Геологический очерк верховьев Большого Нарына. Тр. Ледниковых экспедиций, 1935, вып. 2.
 Кассин Н. Г. О характеристике четвертичных отложений Казахстана. Сов. геол., 1936, № 2.
 Костенко Н. Н. Успехи изучения четвертичных отложений Казахстана за годы Советской власти. Изв. Казахск. фил. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, вып. 6—7.

- Костенко Н. Н. Основа корреляции антропогенных отложений Казахстана и Узбекистана. Вестн. Акад. наук Казахской ССР, 1958, № 10 (163).
- Костенко Н. П. Новейшая история юго-западного окончания Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. В кн.: Труды Рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953.
- Костенко Н. П. О следах оледенения Юго-западного Тянь-Шаня. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Ломонович М. И. Осадочная зональность в составе лесса Заилийского Алатау. Изв. Акад. наук Каз. ССР, сер. геол., 1951, вып. 13.
- Мавлянов Г. А. О происхождении лессов и лессовидных пород южных районов Средней Азии. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Марков К. К. География территории СССР в четвертичном периоде — антропогене. В кн.: Очерки по географии четвертичного периода. М., Географиздат, 1955.
- Мирчинк Г. Ф. О методике определения развития ледниковых явлений в древних горных сооружениях. Тр. Моск. геол.-развед. инст., 1940, 20.
- Москвитин А. И. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе представлений о стратиграфии четвертичных отложений. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1952, вып. 3.
- Мужчинкин Ф. Ф. Опыт сопоставления антропогена Узбекистана. Мат. по гидрогеол. Узбекистана, 1935, вып. 15.
- Николаев Н. И. О нижней границе антропогена. Бюлл. Ком. по изучен. четвертич. периода, 1947, № 10.
- Николаев Н. И. Значение неотектоники в установлении нижней границы четвертичной системы и ее стратиграфическое подразделение. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Огнев В. Н. и др. Геологическая карта Средней Азии. М. 1:5 000 000, лист К-43-В, с-з. четв. (Кетмень — Тюбе). М., 1946.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Попов В. И. Фаціальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Попов В. В. Закономерности распределения континентальных отложений в связи с молодыми движениями (на примере Иссыккульской и других впадин Тянь-Шаня). Тр. Раб. совещ. по итогам изуч. четвертич. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, изд. Акад. наук Узб. ССР, 1953.
- Попов В. В. и Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Ранцман Е. Я. Геоморфология центральной части южного склона хребта Кунгей-Алатау. В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Резниченко В. В. Оледенение на севере узла Хантенгри. Тр. III Всесоюзн. съезда геол., вып. 2. Ташкент, 1930.
- Рейнгард А. Л. Четвертично-геологические исследования в восточной Фергане в 1929—1930 гг. Тр. Всес. геол.-развед. объединен., 1934, вып. 344.
- Скворцов Ю. А. К вопросу о синхронизации четвертичных отложений. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода Акад. наук СССР, 1938, № 4.
- Скворцов Ю. А. Геология Узбекской ССР. Тянь-Шань (глава «Четвертичные отложения»). Ташкент, Ком. наук Узб. ССР, 1939.
- Трофимов И. И. Основные вопросы палеогеографии юго-востока Средней Азии в четвертичном периоде. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1953, № 19.
- Федоров П. В. О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. Доклады Акад. наук СССР, 1952, 85, № 1.
- Шумов В. В. Геологическое исследование четвертичных отложений на юго-западном побережье озера Иссык-Куль. Мат. по четвертич. геол. СССР, 1932, ч. I.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географиздат, 1948.
- Шульц С. С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Щукина Е. Н. К вопросу об истории развития современного рельефа верхнего плеса долины р. Иртыша. В кн.: Материалы по геологии Рудного Алтая. М., изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Эпштейн С. В. К стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. В кн.: Труды Рабочего совещания по итогам изучения четвертичного периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, 1953.

А К А Д Е М И Я . Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

Е. Н. ШУКИНА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СТРАТИГРАФИЯ ИХ НА ТЕРРИТОРИИ АЛТАЯ

ВВЕДЕНИЕ

Алтайский край с его резко различными орографическими и геоморфологическими зонами гор, горно-холмистых предгорий и равнин составляет один из крупных регионов юга Западной Сибири, где отложения четвертичной системы слагают мощные толщи (до 150—250 м) и имеют широкое площадное распространение. Строение и распределение четвертичных отложений неодинаково на всей площади Алтайского края. В разных горных и равнинных районах Алтая четвертичные отложения представлены неоднородными ассоциациями генетических типов континентальных пород, распределение которых теснейшим образом увязывается со структурно-геоморфологическими и палеоклиматическими особенностями того или иного района края.

В опубликованной геологической литературе по Алтаю строение четвертичных отложений разобрано сжато, недостаточно и обычно раздельно для гор и равнины. Большая часть работ освещает строение четвертичных отложений лишь для небольших районов, не разрешая основных вопросов этой системы для края в целом. Так, отсутствует до сих пор единое мнение о количестве древних оледенений. Принято считать, что для Алтая доказаны два оледенения, из них более древнее относится к покровному и второе к долинному типу. Ряд геологов выделяют две (Аксарин, 1937; Калецкая, 1948) или несколько стадий (Нагорский, 1941) долинного оледенения. Другие (Яковлев, Дубинкин, 1940; Кузнецов, 1939; Шахов, Гранб, 1945) рассматривают эти стадии как самостоятельные оледенения. Некоторые исследователи (Кузьмин, 1929; Сперанский, 1937; Рагозин, 1948; Шарков, 1950) выделяют четыре ледниковые и разделяющие их межледниковые эпохи. Выводы о количестве ледниковых эпох основывались главным образом на анализе геоморфологического положения морен и ярусности троговых долин.

Стратиграфическое деление четвертичных отложений равнинной зоны Алтая проводилось путем выделения различных литологических толщ, слагающих основные элементы рельефа (Православлев, 1933); позднее был изучен минералогический состав четвертичных отложений (Нагорский, 1941). Соотношения ледниковых отложений гор с породами перигляциальной зоны предгорий разбирались недостаточно и главным образом на основании общих соображений (Гранб, 1945; Нагорский, 1941; Рагозин, 1948).

Конкретные материалы по этим вопросам были получены после непосредственного прослеживания перехода ледниковых отложений гор вдоль

рек Бии и Катунь (Живаго, 1949; Шарковым и автором) в аллювиальные и другие четвертичные породы перигляциальной зоны Бийского района.

Позднее, более детально изучив разрезы степного Приобья, А. И. Москвитин, (1949, 1953) выяснил в них положение слоев: 1) с проявлениями древней мерзлоты («ледниковых клиньев»), 2) с погребенными почвами, 3) с фауной млекопитающих. На основании этих и других данных он указал на возможность отнесения одних толщ четвертичных пород разреза Приобья к ледниковым, других к межледниковым эпохам. Эти эпохи А. И. Москвитин (1953, 1954) сопоставляет с эпохами четвертичного периода, выделенными им для Европейской части СССР, не выясняя соотношений между толщами разреза Степного Приобья и ледниковыми породами Алтая.

Таким образом, несмотря на широкое распространение мощных толщ отложений четвертичной системы в Алтайском крае, вопросы их стратиграфического деления до последнего времени не имеют должного освещения в геологической литературе. Знание же их необходимо не только с точки зрения чисто теоретической, но также для правильного ведения буровых работ с целью водоснабжения новых крупных совхозов и колхозов, строящихся на целинных землях, а также для начинающихся работ по использованию гидроэнергетических ресурсов Верхней Оби.

Нижеприведенная схема стратиграфического деления четвертичных отложений Алтайского края рассматривается автором как первая попытка сводки всех имеющихся материалов. Эта схема основана на изучении строения ледниковых отложений в горах, прослеживании их переходов в породы перигляциальной зоны горно-холмистых предгорий и алтайской равнины. Разработка схемы проводилась одновременно с обобщением материалов по кайнозою и геоморфологии в виде составления сводных карт (Шорыгина и Шукина, 1953, масштаба 1 : 500 000): геоморфологической, кайнозойских отложений и карты четвертичных отложений (автором) в масштабе 1 : 2 500 000.

Стратиграфическая последовательность и возраст четвертичных отложений для разных геоморфологических зон и областей устанавливались методом комплексного изучения (Шукина и Заклинская, 1949). При этом выяснялось стратиграфическое положение в разрезах слоев: 1) содержащих разные спорово-пыльцевые спектры и остатки семенных флор, относящихся к последовательным фазам развития растительности за четвертичный период, 2) со следами древней мерзлоты в виде «ледниковых клиньев» и смятий, 3) с горизонтами погребенных почв, 4) содержащих кости млекопитающих «хозарского» и верхнепалеолитического комплексов, по В. И. Громову (1948), и положение археологических остатков в стоянках палеолита и неолита (Грязнов, 1930; Сергеев, 1939; Сосновский, 1937, 1941), 5) содержащих фауну моллюсков (Нехорошев, 1928; Шарков и др., 1947), выделяя среди них горизонты с фауной холодостойких видов рода *Gyraulus* (Даниловский, 1940) и эоплейстоценовой фауной сем. *Cogbiculidae*, *Unio tumidus* Retz, *Pisidium amnicum* М. (Николаев, 1938, и др.).

Стратиграфическая самостоятельность отдельных ледниковых толщ, их аллювиальных и других аналогов подтверждалась увязкой с основными этапами развития рельефа, а также резкими различиями в границах распространения отдельных горизонтов морен, степени их морфологической выраженности и сохранности.

Таким образом, в основу схемы стратиграфического деления четвертичных отложений Алтая положен историко-геологический комплексный метод исследований с учетом тектонических движений и климатических изменений.

Переходя к разбору конкретного материала по стратиграфии четвер-

тичных отложений Алтая, следует отметить, что мною к отложениям основания этой системы отнесены красно-бурые, коричневатобурые и бурые глины, довольно широко распространенные в горно-холмистых предгорьях Алтая и смежных с ним районах Салаира, Кузнецкого Алатау, Рудного Алтая, относимые многими исследователями, а ранее и мною (1947, 1956, 1957) к верхнему плиоцену (Великовская, 1955; Петров, 1939; Семенов, 1948, и др.). Пересмотр мною возраста красных глин, развитых в пределах среднего и южного Урала, и отнесение их в настоящее время к эоплейстоцену основан на присутствии в них в коренном залегании зуба *Elephas wüsti* и костей *Elasmotherium*, найденных в 1954 г. А. И. Куварзиным и определенных Э. А. Вангенгейм (подтвержденных В. И. Громовой).

Такое снижение нижней границы четвертичной системы проведено на основании теснейшей связи красно-бурых пород с наиболее древними ниже-плейстоценовыми породами предшествующих стратиграфических схем, близкими по условиям залегания и по приуроченности к современной речной сети. Горизонт красных глин предгорий Алтая увязывается со слоями красных и красно-бурых глин внутригорных впадин (Уймонской, Чуйской), где эти глины приурочены к нижней части пород пролювиальной грубообломочной свиты (бекенской), возраст которой в настоящее время точно определяется как эоплейстоценовый на основании ее несогласного залегания на слоях, охарактеризованных типично левантинской фауной моллюсков из родов *Viviparus*, *Pyrgula*, *Planorbis*, *Limnea*, *Unio* (Лунгерсгаузен и Раковец, 1957).

Указанное проведение нижней границы четвертичной системы в Алтае хорошо согласуется с современными представлениями по этому вопросу для лучше изученных районов Европейской части Союза и Европы, основанных на палеонтологических (Громов, 1950¹⁻³, Громова, 1950) и других данных (Николаев, 1950, Яковлев, 1950^{1,2}). Красно-бурые отложения Алтая, отнесенные мною к наиболее древним четвертичным (антропогеновым) породам (по условиям залегания и генезису), являются аналогами красно-бурых глин Украины (Заморий, 1953), Среднего и Южного Урала (Никифорова, 1940; Шукина, 1957) и отдельных слоев континентальных пород акчагыла Заволжья. Ряд положений о необходимости отнесения красно-бурых глин Заволжья и Приднепровья к ниже-четвертичным (эоплейстоценовым) породам приведены в статье А. В. Вострякова, И. В. Мизиной, А. И. Москвитина (1955).

Материалы, доложенные на 18-м Международном геологическом конгрессе в 1948 г. по вопросу о нижней границе четвертичного периода, заставили принять предложение о целесообразности проведения ее под каллабрий-виллафранскими слоями Италии.

При таком определении объема четвертичной (антропогеновой) системы на площади восточной половины Алтайского края во всех его геоморфологических зонах и областях среди пород четвертичного периода автором выделяются отложения, относящиеся к отделам эоплейстоцена Q_1 , плейстоцена¹ Q_2 и голоцена Q_3 , выделение которых проводится по В. И. Громову (1948, 1950, 1958) на основании биостратиграфических данных. Среди этих отделов выделяются ярусы, равнозначные «отделам»² употребляемых схем деления четвертичных

¹ По схеме Громова В. И., Краснова И. И. и Никифоровой К. В. (1958), принятый в данной статье плейстоцен делится на два яруса и, таким образом, средний плейстоцен предшествующих схем назван в указанной схеме нижним плейстоценом, а нижний плейстоцен более ранних схем вошел в эоплейстоцен.

² Ставя слово «отделы» в кавычках и индексируя слагающие их отложения как Q_1 , Q_{11} и Q_{111} , я этим подчеркиваю, что они по объему и значимости не отвечают отделам более древних геологических систем.

отложений. В каждом из «отделов» (правильнее ярусов) автор выделяет горизонты, наделяя их местными наименованиями по местам наиболее характерного развития ледниковых отложений и разделяющих их межледниковых или межстадиальных пород, содержащих характерные спорово-пыльцевые спектры растительности. Обоснование такого стратиграфического подразделения четвертичной системы для Алтая передает схема 1.

Разбор строения кайнозойских отложений проведен в данной статье в плане выделенных структурно-геоморфологических районов (фиг. 1). В приложенной к статье схеме даны стратиграфические схемы кайнозойских отложений для всех выделенных районов.

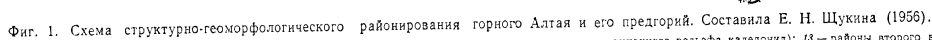
Еще В. А. Обручев (1915) и И. Г. Гране (1916, 1917, 1945), а позднее В. Н. Нехорошев (1932^{1, 2}, 1937) подметили, что современный рельеф Алтая в значительной степени обязан своим происхождением интенсивным неотектоническим движениям. Проведенный нами анализ геоморфологии Алтая подтвердил выводы указанных авторов, при этом было установлено, что неотектонические движения имели сводовый характер, который осложнялся многочисленными линиями нарушений, приведшими к дифференциальным перемещениям отдельных блоков. Часть рельефообразующих неотектонических структур полностью унаследована от палеозоя, в то время как другая использовала древние структуры только частично и привела к образованию новых структур.

А. ЗОНА АЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

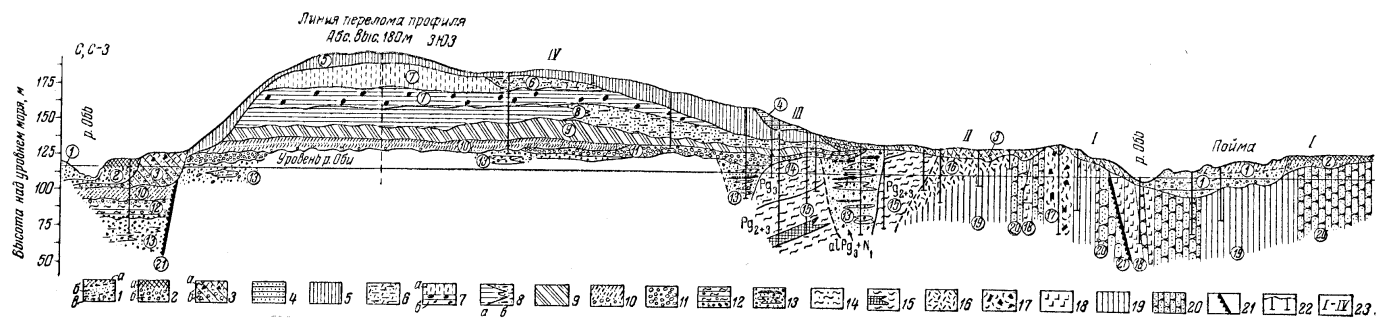
1. МОРФОЛОГИЯ АЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Северная половина Алтайского края относится к аккумулятивной равнине (абс. выс. от 112 до 300 м) с развитием в ее пределах серий мощных (в несколько сот метров) отложений аллювиальных равнин третичной и всех отделов четвертичной систем. Антропогеновые (четвертичные) отложения алтайской равнины рассматриваются в данной статье в границах Бийско-Барнаульской впадины, наметившейся как структурный элемент еще в палеозое и окончательно оформившейся в виде впадины в кайнозое. Равнина Бийско-Барнаульской впадины относится мною к структуре молодого (кайнозойского) прогиба, расположенного по границам со структурами ступенчато-сводовидных неотектонических поднятий Горного Алтая. Но и в пределах Бийско-Барнаульской впадины в третичном и особенно четвертичном периодах осадконакопление происходило не на всей площади равномерно. На больших площадях алтайской равнины, расположенной по правобережью рек Бии и Оби от ее истоков до г. Камня и по левобережью р. Чумыша, выраженных в современном рельефе в виде плоского террасовидного плато (абс. выс. от 250—270 м), плавно переходящего в поверхность высокой (50—60 м) террасы, а по левобережью р. Оби — Приобским степным плато с резко врезанными в них долинами с системой низких и средних боровых террас (с высотой 6—8, 12—18 и 25—35 м), четвертичные отложения представлены весьма полным разрезом. В этом разрезе все отделы системы сложены преимущественно субкальными породами. Общая мощность четвертичных пород на этих площадях достигает 150—200 м. Участки с таким полным разрезом пород антропогенового возраста являлись площадями наиболее интенсивных неотектонических прогибаний земной коры в пределах Алтайской равнины.

На северо-западе и еще более резко на северо-востоке и востоке алтайская равнина в границах Бийско-Барнаульской впадины ограничена в первом случае Каменским поднятием, во втором — структурами Салаира и его юго-восточного отрога с холмистым и увалистым рельефом.



ного Алтая и его преобри. Составляя 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 233, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 252, 253, 254, 255, 256, 257, 258, 259, 260, 261, 262, 263, 264, 265, 266, 267, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 304, 305, 306, 307, 308, 309, 310, 311, 312, 313, 314, 315, 316, 317, 318, 319, 320, 321, 322, 323, 324, 325, 326, 327, 328, 329, 330, 331, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 338, 339, 340, 341, 342, 343, 344, 345, 346, 347, 348, 349, 350, 351, 352, 353, 354, 355, 356, 357, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 364, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 371, 372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 383, 384, 385, 386, 387, 388, 389, 390, 391, 392, 393, 394, 395, 396, 397, 398, 399, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 406, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 419, 420, 421, 422, 423, 424, 425, 426, 427, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 434, 435, 436, 437, 438, 439, 440, 441, 442, 443, 444, 445, 446, 447, 448, 449, 450, 451, 452, 453, 454, 455, 456, 457, 458, 459, 460, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 489, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499, 500, 501, 502, 503, 504, 505, 506, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 522, 523, 524, 525, 526, 527, 528, 529, 530, 531, 532, 533, 534, 535, 536, 537, 538, 539, 540, 541, 542, 543, 544, 545, 546, 547, 548, 549, 550, 551, 552, 553, 554, 555, 556, 557, 558, 559, 560, 561, 562, 563, 564, 565, 566, 567, 568, 569, 570, 571, 572, 573, 574, 575, 576, 577, 578, 579, 580, 581, 582, 583, 584, 585, 586, 587, 588, 589, 590, 591, 592, 593, 594, 595, 596, 597, 598, 599, 600, 601, 602, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 610, 611, 612, 613, 614, 615, 616, 617, 618, 619, 620, 621, 622, 623, 624, 625, 626, 627, 628, 629, 630, 631, 632, 633, 634, 635, 636, 637, 638, 639, 640, 641, 642, 643, 644, 645, 646, 647, 648, 649, 650, 651, 652, 653, 654, 655, 656, 657, 658, 659, 660, 661, 662, 663, 664, 665, 666, 667, 668, 669, 670, 671, 672, 673, 674, 675, 676, 677, 678, 679, 680, 681, 682, 683, 684, 685, 686, 687, 688, 689, 690, 691, 692, 693, 694, 695, 696, 697, 698, 699, 700, 701, 702, 703, 704, 705, 706, 707, 708, 709, 710, 711, 712, 713, 714, 715, 716, 717, 718, 719, 720, 721, 722, 723, 724, 725, 726, 727, 728, 729, 730, 731, 732, 733, 734, 735, 736, 737, 738, 739, 740, 741, 742, 743, 744, 745, 746, 747, 748, 749, 750, 751, 752, 753, 754, 755, 756, 757, 758, 759, 760, 761, 762, 763, 764, 765, 766, 767, 768, 769, 770, 771, 772, 773, 774, 775, 776, 777, 778, 779, 780, 781, 782, 783, 784, 785, 786, 787, 788, 789, 790, 791, 792, 793, 794, 795, 796, 797, 798, 799, 800, 801, 802, 803, 804, 805, 806, 807, 808, 809, 810, 811, 812, 813, 814, 815, 816, 817, 818, 819, 820, 821, 822, 823, 824, 825, 826, 827, 828, 829, 830, 831, 832, 833, 834, 835, 836, 837, 838, 839, 840, 841, 842, 843, 844, 845,



Фиг. 2. Схема строения и залегания третичных и четвертичных отложений района Каменского поднятия на Северо-Западе Бийско-Барнаульской впадины. (Составлено по материалам 6-й экспедиции Ленгидэпа).

1 — голоценовый аллювий поймы (супеси — а, пески — б, пески с галькой и гравием — в); 2 — голоценовый подпеллеистоценовый аллювий I надпойменной террасы (супеси и щебень — а, пески с галькой — б); 3 — верхнеплейстоценовый аллювий и делювий II надпойменной террасы (супеси и суглинки, щебень — а, пески с галькой — б); 4 — верхнеплейстоценовый аллювий и делювий III надпойменной морфологически невыраженной террасы (супеси лессовидные — с песком, гравием и галькой); 5 — верхнеплейстоценовый аллювий и делювий (лессовидные суглинки и супеси); 6 — нижнеплейстоценовый аллювий IV надпойменной морфологически почти невыраженной террасы (пески, гравий); 7 — нижнеплейстоценовые; а) делювиальные и эоловые лессовидные суглинки и б) уплотненные темно-бурые илы павло; 8 — бурые илы и суглинки (а), переходные в глинистые пески (б); 9 — черные уплотненные илы с мелкой галькой сизых суглинков — низы плейстоцена снизу с горизонтом размытия эоплейстоцена; 10 — эоплейстоценовые аллювиальные и озерные супеси и пески с мелкогалечным горизонтом, в основании с включением растительных остатков; 11 — аллювиальные кварцевые пески, глинистые пески и супеси с фауной эоплейстоценовых *Carabidae*; 12 — миоцен-

палеоценовые аллювиальные и озерные глины с конкрециями сидерита — кварцевые пески и пачки с отпечатками листьев; 13 — миоцен-верхнеолигоценные аллювиальные пески с линзами пачки, лигнитов и черных угловатых песков; 14 — олигоценные аллювиальные и озерные светлые каолиновые глины и кварцевые пески; 15 — нижнепалеоценовые озерно-болотные красноцветные и пестрые глины с линзами бобовых железистых бонкетов; 16 — палеоценовая и меловая пестрая и обесцвеченная кора выветривания; 17 — 20. Породы палеозоя; 17 — туфобрекчия; 18 — диабаз; 19 — туфосланцы и туфопесчаники; 20 — туфопесчаники, туфалериты с дайками диабазов, жилами кварца и кальцита; 21 — линзы древних и омоложенных разломов — сбросов; 22 — линии разрывов основных буровых скважин; 23 — надпойменные террасы р. Оби.

* Согласно стратиграфической схеме 1958 г., составленной Громовым В. И., Красновым И. И. и Никифоровой К. В., средний плейстоцен более старых схем попадает в нижний плейстоцен.

2. КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ В РАЙОНЕ г. КАМНЯ НА ОБИ (КАМЕНСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

В отличие от центральных площадей Бийско-Барнаульской впадины, где в обрывах берегов р. Оби вскрываются лишь ниже-, и верхнеплейстоценовые отложения, в участках северо-западного ограничения (у г. Камня на Оби) в разрезах террас по берегу р. Оби и по впадающим в нее логам на дневную поверхность выходят более древние эоплейстоценовые слои, осадки третичного возраста, а также подстилающие их породы палеозоя, сопровождающиеся развитием мощной (до 30 м) древней коры выветривания (диабазов, сланцев и др.), выраженной пестрыми (лиловыми, красными, зелено-серыми) рыхлыми продуктами, сохранившими структуру и элементы залегания материнских палеозойских пород. У юго-западной и южной окраин г. Камня происходит быстрое погружение поверхности пород палеозоя, верхние части коры переходят в обеленные глины, на которые (с трудно улавливаемым размывом) ложится толща пестрых красных и охристо-желтых каолиновых глин с линзами плотного каменистого бобового боксита. Верхнюю часть той же свиты слагают светло-желтые и охристые каолиновые глины с прослоями песчанистых глин и песков, содержащих пласт и отдельные конкреции бурых железняков. На расстоянии 2—3 км к югу от г. Камня на Оби бокситоносная свита погружается, и на ее размытую поверхность налегает свита озерных отложений, состоящих из перемежаемости светло-серых, иногда зеленоватых и голубоватых глин с прослоями и линзами кварцевых песков. В глинах этой свиты О. В. Матвеевой были обнаружены многочисленные зерна пыльцы, принадлежащей (по предварительному определению) к богатому комплексу широколиственных растений, не определенных О. В. Матвеевой до вида: *Alnus*, *Ulmaceae*, *Juglans*, *Corylus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Quercus*, *Castanea*, *Carpinus*, *Tilia*, *Acer*, *Ilex*, *Buxus*, *Fagus*, *Nyssa*, *Rhus*, *Ericaceae*, *Liquidambar*, *Myrtaceae*, из голосеменных пыльца *Cupressaceae* и другие семейства, не определенные до рода, травных не обнаружено, споры относятся к *Polypodiaceae*. Выше свиты озерных глин с указанным выше комплексом пыльцы, типичной для олигоценовых пород, залегает свита аллювиальных кварцевых сортированных песков с подчиненными линзами и прослоями серых, голубовато-серых и зеленоватых каолиновых глин, видимо, являющихся фациальными аналогами (пойменными фациями) песчаных слоев (русловых фаций). В отдельных слоях песков встречаются мелкие (по 0,5—2,5 см), хорошо окатанные кварцевые и кремневые гравий и галька. В районе окрестностей г. Камня буровыми скважинами, пройденными экспедицией Ленгидэпа (1955), установлено залегание аллювиальной толщи (более 50 м мощности) в древнем русле, резко врезанном в толщах серых и пестроцветных глин (фиг. 2). В нижних горизонтах аллювиальных песков происходит обогащение слоями кварцевых галечников (с галькой от 2—3 до 5—7 см в диаметре). В верхних же слоях песков содержатся тонкие линзочки обломков угля, лигнитов и черных углистых песков, обогащенных растительными остатками. Линзы последних содержат богатый многообразный комплекс широколиственных пород, а именно: *Carpinus* *Myrtaceae*, *Myrica* № 2, *Myrica* № 7, *Alnus*, *Ostrya* (хмелеграб) и другие роды из сем. *Betulaceae*, *Carya*, *Nissa*, *Ilex*, *Platanus*, *Corylus* и другие с количественным преобладанием пыльцы из семейства *Betulaceae*, *Corylus* и из кустарниковых *Ericaceae*. В меньшем количестве, но с типичными представителями миоцен-олигоценовых родов (Заклинская, 1953, 1954), представлена пыльца голосеменных, среди которых были определены *Tsuga*, *Podocarpus*, *Taxodium*, *Cedrus*, *Taxus* и древние виды

Abies, Picea, Pinus. Представители травных, относящиеся к Myriophyllum, Labiatae, Gramineae, зерна спор из сем. Polypodiaceae обнаружены в небольшом количестве. Весь состав флоры позволяет уверенно отнести толщу древних аллювиальных пород к осадкам верхнеолигоцен-миоценового возраста. М. С. Бусковой (1955) установлено, что верхнеолигоцен-миоценовые песчаные слои выполняют долину Праоби, положение русла которой прослежено по скважинам на несколько километров вдоль выступа палеозойских пород в стороне от современного русла р. Оби. Те же отложения вскрыты карьером в доколях I и II надпойменных террас р. Оби у южного конца г. Камня. В современном рельефе верхнеолигоцен-миоценовая долина не выражена, будучи целиком погребенной в разных ее участках под слоями аллювия эоплейстоценовых или нижне-, и верхнеплейстоценовых пород. Иногда на аллювиальных отложениях верхнеолигоцен-миоценового возраста залегают сохранившиеся местами (см. фиг. 2, скв. 127) отложения миоцен-плиоцена. В разрезе, вскрытом буровой скважиной (№ 127) у северного конца г. Камня, эта неогеновая толща, налегающая на толщу песков Праоби (Pg₃ — N₁), состоит из озерных зеленовато-серых темных, очень плотных глин, содержащих сферосидеритовые конкреции и псевдоморфозы лимонита по пириту. Внизу среди глин появляются тонкие прослойки зеленовато-серых песков, местами содержащих мелкие галечки черных кремней и кварца. Общая мощность толщи неогена достигает 8 м.

Два образца пород неогена были подвергнуты спорово-пыльцевому анализу, показавшему, по предварительному определению О. В. Матвеевой, захоронение в глинах пыльцы широколиственных растений из родов *Betula, Alnus* и сем. Ulmaceae, Juglandaceae, *Juglans, Corylus, Pterocarya, Carya, Quercus, Carpinus, Tilia, Acer*, а также пыльцы голосеменных *Picea, Pinus, Pinus silvestris*, Cupressaceae и *Tsuga*. Этот спорово-пыльцевой комплекс существенно отличается от состава растительности нижележащей свиты аллювиальных, преимущественно песчаных пород, меньшим разнообразием представителей широколиственных пород и выпадением ряда родов голосеменных растений. Породы, содержащие вышеупомянутый пыльцевой спектр, уверенно могут быть отнесены к неогену без точного указания на их миоценовый или нижнеплиоценовый возраст.

С размывом на породах неогена здесь залегает горизонт серых и желтоватых кварцевых неоднороднозернистых песков с мелкими по 0,1 до 3—4 см в диаметре галечками и гравием кремней и кварца. Пески тонко-горизонтально переслаиваются с супесями и глинистыми серовато-бурыми песками, содержащими многочисленные створки фауны сем. Corbiculidae, принадлежащих, по предварительному просмотру Р. Л. Мерклина³, к интересным видам верхнеплиоценовых форм, пришельцев из Монголии, живущих в условиях достаточно теплого климата.

Из района г. Камня на Оби видимо из пород черных и бурых глин того же возраста А. П. Мамоновой (Вдовин, 1949) были определены карпологические остатки, принадлежащие к *Salvinia auriculata* Anb., *S. glabra* PAN, *Selaginella* cf. *mnioidea* A. Br., *Carpolithus primuloides* Nikitin, *Typha latissima* (A. Br.) cf. gr., *Typha* sp., *Hypericum* sp., *Naum burgia subthysiflora* Nikitin, *Lysimachia thysiflora* Nikitin. Эти породы В. В. Вдовин (1949) сопоставляет с красно-бурыми глинами Приалтайской равнины, которые я отношу к наиболее древним отложениям эоплейстоцена. В основании кварцевых песков верхнеплиоценового возраста (и раннеэоплейстоценовых в понимании автора, — Е. Ш.) встречаются гальки и глыбы хорошо и плохо окатанных диабазов. Различное

³ Устное сообщение Р. Л. Мерклина, предполагающего в ближайшее время провести описание фауны, найденной Рясинной.

высотное положение неогеновых (миоцен-плиоценовых) и эоплейстоценовых пород северной (50 м под уровнем Оби), южной и западной частей г. Камня (18—20 м над уровнем р. Оби) свидетельствует о тектоническом поднятии участка с выводом пород палеозоя на дневную поверхность в плиоцене и о последующем обновлении тех же движений в эоплейстоцене. Видимо, эти неравномерные движения верхнеплиоценовой и эоплейстоценовой эпох происходили по плоскости широтного сброса, проходящего вдоль северной части г. Камня и восточнее по северному борту молодой верхнеплейстоценовой террасовой Сузунской равнины. Амплитуды этих вертикальных перемещений определяются здесь порядком нескольких десятков (30—40) метров (см. фиг. 2).

Из всего вышензложенного следует, что горизонты четвертичных пород в северо-западных районах Бийско-Барнаульской впадины формировались на различных озерных и аллювиальных породах верхнего палеогена, неогена, а близ самого г. Камня также и более древних палеогеновых (видимо, эоценовых) пестроцветных бокситоносных отложений, образованиях коры выветривания и, наконец, самих породах палеозоя. Последние в районе г. Камня выходят на дневную поверхность.

Четвертичные отложения в районе г. Камня представлены сравнительно маломощной серией пород (около 50 м), вскрытых буровыми скважинами (1222 и 127). Судя по разрезам скважин, здесь могут быть выделены наиболее древние горизонты эоплейстоценовых отложений, представленные озерными супесями, илами, песками и мелкими галечниками. В илах и супесях этого горизонта О. В. Матвеевой были определены пыльца и споры, характеризующие наиболее раннюю фазу растительности четвертичного периода, относящейся к флоре степей с развитием долинных лесов, в составе которых наряду с кедром, сосной, елью, березой принимали участие вяз, липа и в значительно меньшем количестве другие широколиственные породы древесных растений. На размытой поверхности эоплейстоценовых отложений залегают слои различных горизонтов плейстоцена: 1) уплотненные серые иловатые суглинки (Q_{11}^c), 2) переслаивающиеся уплотненные бурые и буро-сероватые супеси, суглинки с прослоями глинистых песков (Q_{11}^k), 3) горизонт бурых супесей с горизонтами погребенных почв (Q_{11}^n) и 4) налегающие на них аллювиальные пески (Q_{11}^m) почти не выраженной в рельефе высокой террасы (около 55 м), срезанные покровом верхнеплейстоценовых делювиальных лёссовидных супесей и суглинков. К отложениям нижнего (среднего) плейстоцена прислонены верхнеплейстоценовые аллювиальные супеси, пески и галечники низких (I, II и III надпойменных) террас, а к последним отложения аллювия пойм р. Оби.

3. КАИНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ БИЙСКО-БАРНАУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

В центральных частях впадины скважины (пройденные в окрестностях г. Барнаула) подсекают поверхность плотных пород палеозоя на трехстах метрах ниже уровня р. Оби (на абс. выс. минус 150 и 180 м). Они прикрыты здесь мощной (до 50 м) суглинистой корой выветривания, верхняя граница которой подсечена одной из скважин (на отметке минус 150 м). На размытую кору выветривания налегает толща пестроцветных пород (аналог бокситоносной свиты окрестностей г. Камня). Над последней располагаются глинистые и песчаные свиты озерных и аллювиальных осадков олигоцена, судя по образцам керна скважины, пройденной у с. Белоярка, и тождеству спорово-пыльцевых спектров (изученных О. В. Матвеевой по трем образцам), синхроничные с теми же свитами района г. Камня. Сопоставление пород по разрезам скважин,

пройденных как на территории г. Барнаула, так и в его окрестностях, в частности у сел Белоярское, Чесноковка, в усадьбе Прудского зерносовхоза (в 20 км западнее г. Барнаула) дает основание полагать, что в центральных частях Алтайской равнины (с абс. высотами ее поверхности 200—260 м и относительными превышениями над Обью 70—120 м) вблизи от современной долины р. Оби эоплейстоценовые отложения залегают на резко размытой поверхности более древних, вероятнее всего, верхнеолигоценовых или миоценовых пород. Западнее же в районах перехода от равнины Бийско-Барнаульской впадины к равнине Кулундинской впадины те же четвертичные породы, залегая также с размытом, лежат уже на плиоценовых глинах.

К наиболее пониженным элементам древнего третичного рельефа центральных районов алтайской равнины Бийско-Барнаульской впадины приурочены площади развития мощной (до 200 м) серии четвертичных пород. Эти отложения, слагающие в окрестностях г. Барнаула степное плато (с абс. высотами от 200 до 260 м) и обнажающиеся в цоколе высокой террасы (50—60 м высоты), состоят в основном из осадков наложенных аллювиальных равнин эоплейстоценового и плейстоценового возраста. Разрез этой серии пород выше уреза р. Оби представляет снизу толщу черных и темно-серых уплотненных илов, содержащих растительные остатки, прослой и линзы мелких ракушечников, горизонты погребенных луговых почв. Илы фациально замещаются и частью переслаиваются с песками. Возраст темных уплотненных илов определяется нижним горизонтом нижнего плейстоцена по залеганию на их поверхности в основании перекрывающей толщи песков (свита «В» — Православлева, 1933) костей фауны хозарского комплекса, среди которых из двух пунктов (у с. Калистратики и по р. Боровлянке) найдены зубы *Elephas tragontherii* Pavl. Буровые скважины по р. Оби под свитой темных илов проходят уплотненные бурые суглинки и илы с карбонатными стяжениями (скв. Прудского зерносовхоза), ниже которых в толще слоистых полимиктовых песков с прослойками серой алевроитовой глины с древесиной и другими растительными остатками Балусовой определены многочисленные карпоиды, зерна пыльцы и спор (см. схему 1), в том числе типичные представители эоплейстоцена, как *Selaginella selaginoides* Link., *Cornus sukaczewii* Nik. и др. (Никитин, 1940). Пески (Q_{11}^k), лежащие выше горизонта черных уплотненных илов (Q_{11}^c), фациально в разрезах междуречий замещаются горизонтом темно-буро-коричневых илов с карбонатными стяжениями и гумусированными горизонтами (свита «Б» — Москвитин, 1953). Все эти свиты венчаются мощной толщей тонкослоистых лёссовидных супесей (горизонт «А» — Православлев, 1933) с выдержанными на протяжении десятков километров погребенными почвенными слоями (Москвитин, 1949; Разумовский, Хохловкина, 1955) к этим нижнеплейстоценовым (среднеплейстоценовым) лёссовидным отложениям прислоняются аллювиальные пески высокой террасы и приобских ложбин (протягивающихся вдоль рек Барнаулки, Касмалы и др.) и слоистые супеси древней балочной системы, перекрытые плащом верхнеплейстоценовых лёссовидных суглинков.

Верхнюю часть плейстоценовых отложений слагают аллювиальные песчаные, супесчаные и лёссовидные породы преимущественно борových (I, II, III) надпойменных террас современной долины р. Оби, слагающие по левобережью Большеречинскую и Сузунскую террасовые равнины (см. фиг. 1). Аллювий низких террас отделен от плато глубоким врезом. Но этот врез не вскрыл толщи уплотненных илов нижнего плейстоцена, которые, как показало детальное разбуривание низких террас долины всего отрезка Верхней Оби (проведенного при инженерно-геологических изысканиях экспедиции Ленгидэпа, 1955 г. и геологической съемке

Сузунской партией ЗГУ, 1956 г.), распространены во всех расширенных участках долин рек Оби и Бии.

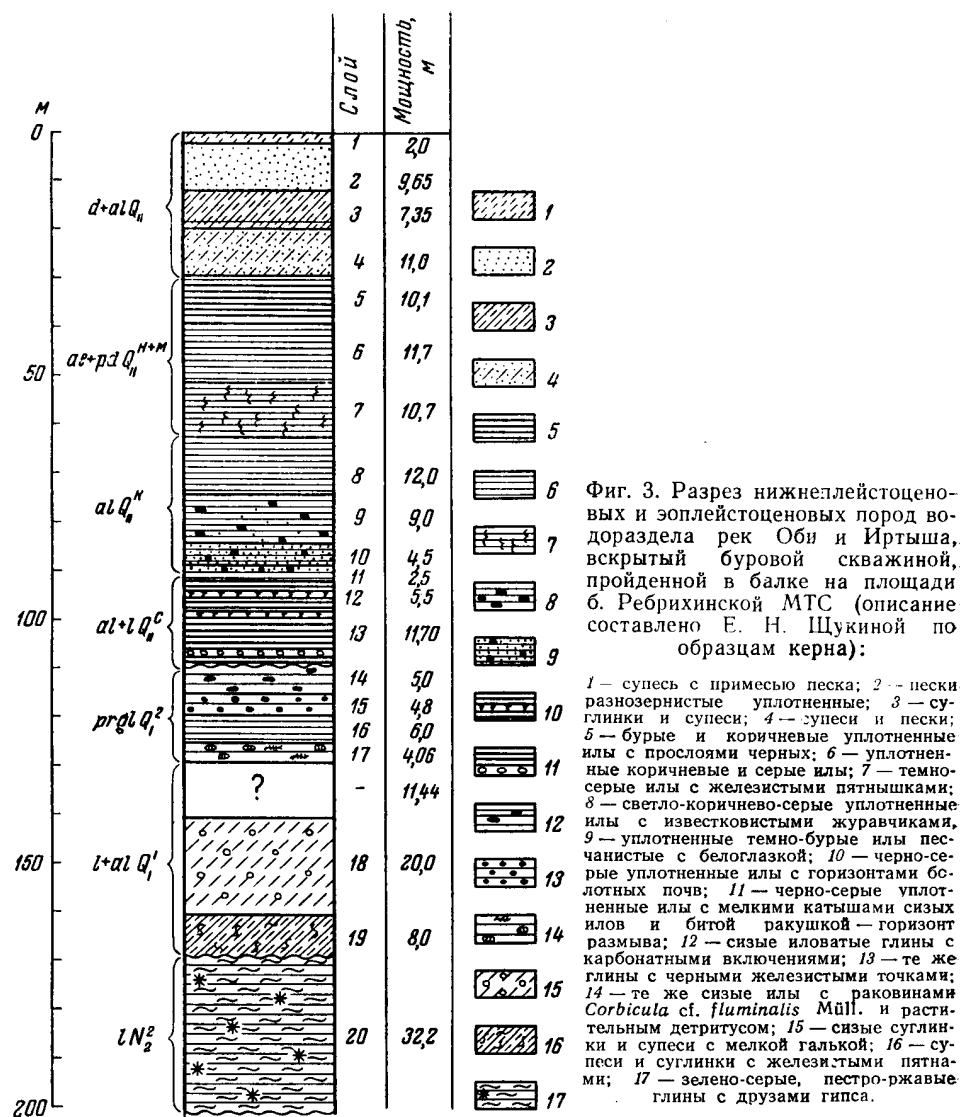
С низкими террасами (I) связана система v-образных, резко врезаемых в древние балки оврагов, сопровождающихся суглинистыми и супесчаными овражными отложениями.

Пески низких надпойменных террас перевеяны и слагают многочисленные дюны, протягивающиеся ориентированными рядами с юго-запада на северо-восток, местами заходящими на поверхности высокой террасы и прилегающего плато. Между долинами располагаются заболоченные низины с развитием в их пределах мощных (до 3—5 м) открытых залежей торфа. Эти торфяники по времени формирования одновозрастны с накоплением нижних горизонтов современного аллювия пойм. Последний на большей площади центральных районов равнины состоит из супесей и иловатых пород пойменной фации, реже мелких песков русловой фации. Нередко среди иловатых пойменных осадков прослеживаются линзы погребенного торфа и болотно-луговых почв. Более грубые пески с галькой в разрезах пойменных и низких надпойменных террас (I и II) встречаются лишь на участке Каменского поднятия и вблизи г. Бийска (на участках долин со стоком ледниковых вод).

С удалением от долины р. Оби в сторону Обь-Иртышского водораздела в серии четвертичных пород (см. разрез скважины, пройденной в Ребрихинской МТС — фиг. 3) почти полностью выпадают толщи песков за счет увеличения мощностей илов, супесей и суглинков. Относительно неглубокое залегание от поверхности плиоценовых глин, обогащенных друзами гипса, и перекрывание их сильно карбонатными суглинками создают условия для развития в понижениях поверхности водораздела многочисленных пресных и горько-соленых озер.

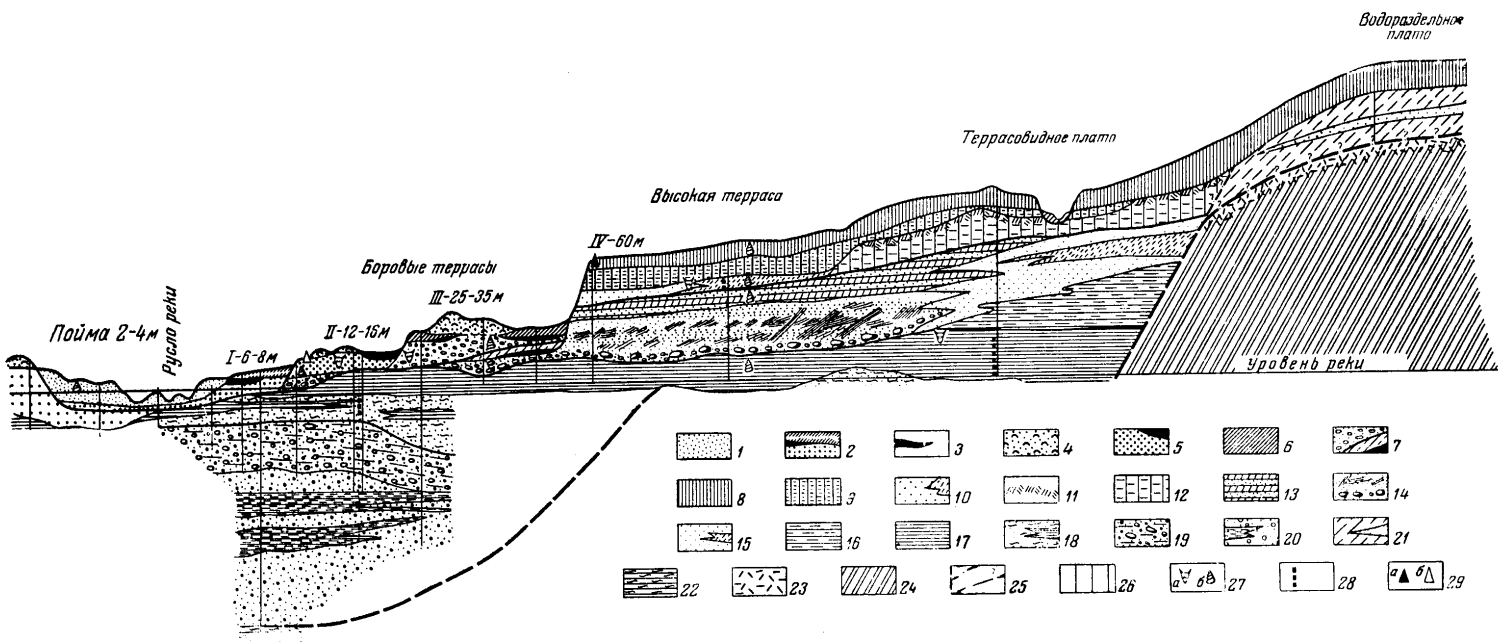
Мощная серия четвертичных (антропогеновых) пород характерна не только для алтайской равнины района г. Барнаула, но протягивается и до района г. Бийска. Среди серии четвертичных пород здесь наряду с аллювиальными и озерно-аллювиальными породами существенное место занимают толщи более грубообломочных пород водно-ледникового происхождения, сформированные по главным долинам рек Горного Алтая (Катуни и Бии — фиг. 4, которые дренировали воды таявших ледников). Горизонты грубообломочных аллювиальных и флювиогляциальных пород чередуются здесь с толщами уплотненных илов, содержащих прослой торфянистых глин и линзы погребенного торфа. Возраст этих толщ устанавливается по захороненным в них костям хозарского и верхнепалеолитического комплексов фауны млекопитающих, спорово-пыльцевым спектрам и карпoidам. Об условиях формирования указанных пород можно также составить себе представление по захороненной в них фауне моллюсков, среди которой выделяются горизонты, изобилующие многочисленными видами холоднотойких *Gyraulus*'ов (см. схему 1), наибольшее количество видов которого приурочено к горизонту мощной толщи песков (Q_{11}), содержащих в нижних и верхних слоях линзы, обогащенные крупными валунами (до 2—1,5 м в диаметре) разнообразных осадочных, эффузивных и изверженных палеозойских пород. Указанная выше толща полимиктовых серых аллювиальных песков залегает на размытой поверхности темных синевато-серых илов (Q_{11}^c), являющихся в разрезах Бийского района (как и Барнаульского) наиболее низким горизонтом (Q_{11}^c) из четвертичных (антропогеновых) отложений, вскрытых в разрезах террасовидного степного плато и цоколе высокой (55—60 м) террасы р. Бии. В верхних слоях темно-серых илов из нескольких разрезов окрестностей г. Бийска были извлечены кости (находившиеся в первичном захоронении) представителей хозарского комплекса фауны млекопитающих (по В. И. Громову, 1948); среди

них были определены зубы *Elephas trogontherii* Pavl., зубы крупных лошадей и носорогов хозарского типа, черепа *Bison priscus longicornis*. Для того же горизонта илов, содержащих местами прослой торфянистых глин, О. В. Матвеевой по трем параллельным разрезам был установлен характерный спорово-пыльцевой спектр растительности, свидетельствующий об отложении этого горизонта в условиях резко увлажненного, хотя



и достаточно умеренного климата (господство ели). Нижние слои этого горизонта формировались еще в условиях лесостепного ландшафта с широким развитием еловых и кедровых лесов, верхние же слои — уже при развитии сплошных еловых массивов (ныне здесь простираются обширные степные пространства).

В ряде разрезов по берегам р. Бии в верхних слоях горизонта уплотненных серых илов (Q_{11}) мне удалось наблюдать типичные проявления древней мерзлоты в виде резких смятий отдельных слоистых пачек



Фиг. 4. Схема строения четвертичных отложений для зоны Алтайской равнины в районе стока ледниковых вод (перегляциальная область близ границ максимального оледенения — в Бийском районе).

1 — верхнеголоценовый аллювий (супеси, пески и илы низких пойм); 2 — нижнеголоценовый аллювий (илы, пески, торф и супеси); 3 — раннеголоценовые отложения торфяники; 4 — раннеголоценовое золото-песчаное покровное в лощи; 5-7 — верхне-плейстоценовые отложения; 8 — поздние-верхне-плейстоценовые отложения; 9 — маминский горизонт лессовидных супесей и суглинков золотого и делювиального происхождения; 10 — майминский горизонт горизонтально-слоистых лессовидных супесей; 11 — ненинский горизонт песков и иловатых гумусированных суглинков с растительными остатками; 12 — ненинский горизонт поребенной почвы; 13 — катунский горизонт лессовидных горизонтально-слоистых супесей водно-эолового происхождения; 14 — катунский горизонт аллювиальных косослоистых песков с валунами

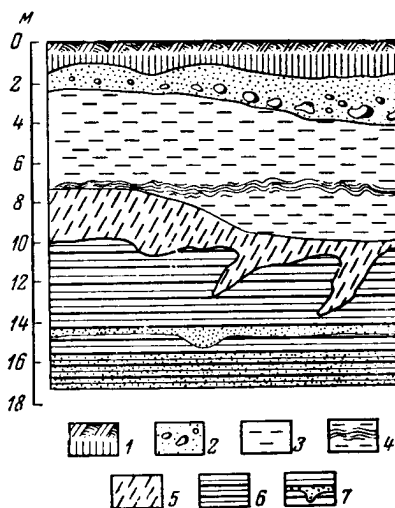
ми в основании; 15 — катунский горизонт аллювиально-делювиальных песков и супесей; 16 — катунские уплотненные коричнево-бурые лессовидные суглинки с известковистыми журавчиками; 17 — сокосахинский горизонт уплотненных черных илов; 18 — пески с растительными остатками и линзами серо-черных илов; 19-21. Эоплейстоценовые отложения; 19 — башкауский горизонт аллювиальных галечников с преобладанием галек кварца и единичными валунами; 20 — доледниковые лессовидные супеси и суглинки с линзами песков; 22 — неогенные озерные глины; 23 — третичные образования коры выветривания; 24 — породы палеозои; 25 — линии предполагаемых границ; 26 — местоположение опорных разрезов; 27 — горизонты пород, содержащие: а) фауну позвоночных и б) моллюсков; 28 — горизонты, охарактеризованные спорово-пыльцевыми спектрами; 29 — горизонты с археологическими остатками: а) верхнепалеолитических и б) неолитических и более молодых стоянок человека.

супесей и в виде типичных «ледяных клиньев» (фиг. 5), тождественные формам проявлений мерзлоты перигляциальных зон Европейской части СССР и Германии (Москвитин, 1947).

Рассмотренный выше мощный (до 35 м) горизонт водноледниковых (аллювиально-флювиогляциальных) песков (Q_{11}^k) Бийского разреза заканчивается в верхней своей части горизонтальным переслаиванием тонких слоев (от 0,5 до 1—2 см) озерных песков и супесей. Местами вся толща песков в разрезах по р. Бии (выше впадения Катуня) нацело

Фиг. 5. Следы древней мерзлоты в разрезе 18-метровой террасы р. Бии выше с. Енисейского:

1 — почва на бурой супеси; 2 — аллювиальные пески катунского горизонта с галькой и валунными слоистые; 3 — аллювиальные супеси катунского горизонта в нижней части тонко-горизонтально-слоистые; 4 — ленточно-слоистые супеси катунского горизонта с более глинистой пачкой в 0,40 м, смятой в мелкие складочки; 5 — пылеватые пески соусканихинского горизонта, образующие «ледниковые клинья» в нижележащий слой; 6 — уплотненные темные коричневатые (б) и синеватые илы соусканихинского горизонта с линзовидными прослоями слоистого и косослоистого песка (7); в илах содержатся обломки древесины, раковинки моллюсков и известковые конкреции.



замещается горизонтально-слоистой толщей озерных отложений, среди которых мною также наблюдались резкие мерзлотные смятия слоев.

Рассматриваемый горизонт аллювия и песков накапливался в условиях развития растительности сухих холодных степей, как об этом свидетельствует спорово-пыльцевой спектр, состоящий преимущественно из травяных степных холодостойких растений (Матвеева, 1958), относительно малого количества — древесных в основном с преобладанием в них *Pinus sibirica* и *Pinus silvestris* с незначительной примесью пихты, березы и с почти полным исчезновением в древостое ели, изобилующей как в более древних подстилающих породах соусканихинского горизонта (Q_{11c}), так и в более молодом — ненинском горизонте (Q_{11}^n).

Выше озерных слоистых песков в разрезах террасовидного степного плато окрестностей г. Бийска вскрывается мощная серия палево-желтых лёссовидных ленточно-слоистых супесей с пресноводной и наземной фауной моллюсков (верхние слои катунского горизонта — Q_{11}^k). Все эти породы в Бийском районе, судя по условиям залегания (перекрывание различных террасовых уровней, фациальному переходу одних литологических разностей в другие, уменьшению мощности с удалением от границ оледенения и т. д.), являются типичными просхозогенными образованиями перигляциальной зоны алтайской равнины, сменяющимися по мере продвижения в горы типичными ледниковыми отложениями максимального для Алтая (Катунского) оледенения.

Поднимаясь вверх по течению по долинам рек Катуня и Бии, в многочисленных разрезах высокой (IV), а также цоколях более низкой (III) бортовой надпойменной террасы можно видеть переход слоев просхозогенных песчаных и лёссовидных пород катунского и майминского горизонтов (Q^k и Q_{11}^m) плейстоцена во флювиогляциальные грубозернистые пески и галечники. Верхний из этих горизонтов (майминский) прослеживается в виде флювиогляциальных галечников на поверхности 45-метро-

вой террасы по левому и правому берегам р. Катунь и междуречью рек Катунь и Каменки до впадения р. Маймы, где на стрелке последней с р. Катунью они переходят в конечноморенные образования майминского оледенения. По долине р. Бии тот же переход к конечноморенным образованиям прослеживается в районе истоков р. Бии и пос. Артыбаша. Для более древнего катунского горизонта ледниковых отложений наличие (даже следов) конечноморенных образований нигде не наблюдается.

По многочисленным обнажениям вдоль берегов рек Катунь, Бии и по разрезам в прорезающих их глубоких оврагов четко устанавливается прислонение отложений верхнего плейстоцена, участвующих в строении бортовых низких террас к породам нижнего (среднего) плейстоцена. Из отложений этих террас более чем в сорока пунктах была собрана типичная мамонтовая фауна млекопитающих (верхнепалеолитического комплекса, по В. И. Грому; см. схему 1). Многие кости из этих находок были извлечены из пород в местах первичного захоронения фауны млекопитающих, другие собраны по бичевникам крупных рек (Бии, Катунь, Оби и их некоторых притоков).

К нижнему горизонту верхнего плейстоцена (Q_{III}^E) относятся слои погребенной почвы, бурого и серого суглинка и налегающих на них погребенных торфяников, прослеживающихся на протяжении 300 м в разрезах у с. Енисейского (выше Волчьего лога) и в оврагах левого берега р. Бии у с. Соусканиха (см. фиг. 4). В одном из обнажений под слоями погребенного торфа и суглинка О. В. Матвеева наблюдала четко выраженные смятия и «ледниковые» клинья в верхних слоях аллювиальных песков нижнего (среднего) плейстоцена, отвечающие эпохе максимального распространения ледников майминского оледенения гор.

Спорово-пыльцевые спектры из горизонта верхнеплейстоценовых погребенных торфяников (Матвеева) свидетельствуют о накоплении их в условиях умеренного влажного климата лесостепного ландшафта с распространением смешанных елово-березовых лесов.

Более высокий горизонт верхнего плейстоцена в Бийском районе представлен грубыми аллювиальными песками третьей надпойменной террасы и покровными лёссовидными суглинками, лежащими на поверхности террасовидного плато и четвертой надпойменной террасы. Вверх по долинам рек Катунь и Чуи можно проследить, что песчаный аллювий третьей террасы сменяется галечниковым аллювием, который, в свою очередь, увязывается с конечно-моренными грядами верхнеплейстоценового чибитского оледенения.

Самый высокий горизонт верхнего плейстоцена Бийского района представлен аллювиальными песками, галечниками и супесями второй и отчасти первой надпойменной террас, которые вверх по течению р. Катунь пересекают чибитские конечные морены и увязываются с конечными моренами менской стадии (Q_{II-III}) отступления верхнеплейстоценового оледенения.

К более молодым горизонтам верхнего плейстоцена в Бийском районе относятся аллювиальные пески, галечники и супеси II надпойменной террасы и условно I надпойменной. В разрезах тех же террас имеются слои погребенных торфяников, охарактеризованных спорово-пыльцевым спектром лесостепного ландшафта с елово-березовыми лесами (Матвеева, 1957). Вторая надпойменная терраса района г. Бийска вверх по долинам рек Бии и Катунь переходит в серию уступов комплекса более низких террас, пересекающих конечноморенные гряды чибитского оледенения и увязывающихся со стадийной грядой морен поздневерхнеплейстоценовой стадии последнего оледенения ($Q_{II-III}^{мен}$).

Накопление слоев торфа, вскрывающегося в разрезах низких террас под слоем делювиальных суглинков в районах современной степи алтайской равнины, происходило в условиях развития лесостепной раститель-

ности с преобладанием березы среди древесных пород (Матвеева, 1958). Более молодые открытые торфяники, залегающие среди болот на поверхности II надпойменной террасы и в нижних слоях современного аллювия, относятся ко времени формирования нижней половины голоценовых осадков, слагающих высокую и низкую поймы рек Бии, Катунь, Оби и их притоков. Споры-пыльцевые спектры из этих торфяников свидетельствуют о накоплении раннеголоценовых пород в условиях степной растительности с широким развитием по долинам рек сосновых боров, позднее в значительной степени уничтоженных человеком. Отдельные стадии развития и накопления голоценовых отложений могут быть точно датированы по остаткам стоянок человека с различными культурами эпохи неолита, установленными во многих пунктах в выдувах боровых террас вдоль рек Бии, Катунь, Оби и по берегу озера Иткуль, расположенного на низкой террасе р. Оби (Грязнов, 1930; Сергеев, 1939; Сосновский, 1937).

Выше был дан разбор строения голоценовых и плейстоценовых отложений четвертичной системы Бийского района, вскрывающихся на дневной поверхности в многочисленных разрезах террас и террасовидного плато по берегам нижних отрезков рек Бии, Катунь, их притоков и Верхней Оби. Более древние эоплейстоценовые отложения того же района, залегающие ниже уреза рек, могут быть охарактеризованы лишь на основании разрезов многих буровых скважин, пройденных главным образом с поверхности боровых или пойменных террас. Часть керна этих скважин была просмотрена и описана автором и О. В. Матвеевой. Судя по этим данным, в Бийском районе ниже горизонта уплотненных серых и черных илов, отнесенных мною к нижнему горизонту нижнего (среднего) плейстоцена, залегает толща полимиктовых слюдястых серых песков с прослоями серых суглинков, содержащих в изобилии остатки древесной растительности и растительного детрита. Эти пески условно отнесены к низам нижнего (среднего) плейстоцена и рассматриваются как русловая фация нижних слоев горизонта уплотненных илов. Ниже их залегает горизонт хорошо промытых полимиктовых серых грубозернистых аллювиальных песков, содержащих многочисленную гальку, среди которой наряду с палеозойскими породами большой процент составляют хорошо окатанные гальки кварца. Кроме галек размером от 3—7 см в диаметре, в песках встречаются валуны размером до 0,5 м различных пород палеозоя. Стратиграфическое положение горизонта валунных песков (под пачкой уплотненных илов с остатками хазарской фауны) и наличие валунов дает мне право сопоставлять их с наиболее древним горизонтом морен горных районов Алтая (башкаусским Q_1^B) и считать, что в формировании их могли участвовать и водноледниковые потоки. Ниже этого горизонта, имеющего около 20—25 м мощности, располагаются горизонты мелкозернистых зеленовато-серых кварцево-полимиктовых слюдястых песков и плотных серых иловатых глин, часть из которых, видимо, может быть отнесена к отложениям доледникового времени эоплейстоцена, другая (нижняя) — к плиоцену, ниже которого на глубине около 70 м под уровнем р. Бии залегают уже жирные пластичные глины миоценового или палеогенового возраста. Окончательное решение вопроса возраста всех этих пород и выяснение нижней границы четвертичных (антропогеновых) отложений может быть получено лишь после подробного изучения керна методом споры-пыльцевого и минералогического анализов. Таким же невыясненным в настоящее время остается вопрос о характере залегания эоплейстоценовых, в основном, аллювиальных отложений Бийского и Барнаульского районов центральных частей Алтайской равнины; скорее всего можно предполагать, что они приурочены к сравнительно узкой глубокой эрозионной долине,

врезанной в озерные и аллювиальные отложения олигоцена и неогенового возраста. Однако такое предположение пока высказывается лишь на основании общих соображений и данных по смежным районам предгорий Рудного Алтая, прорезанных долиной р. Иртыша (см. «Тезисы совещания по четвертичным отложениям», 1957) ⁴.

Выше достаточно подробно было разобрано строение четвертичных (антропогенных) отложений Бийского района, в котором широко развиты породы перигляциальной формации, весьма полно охарактеризованные палеонтологически (см. схему 1). По имеющимся для этого района данным можно утверждать, что формирование значительной части пород четвертичной системы происходило здесь за счет выноса обломочного материала ледниковыми водами, а в максимальную стадию развития оледенения Алтая и ледниками, спускавшимися по долинам рек Бии и Катунь до предгорий Алтайской равнины.

4. КАИНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ РАЙОНОВ ПОДГОРНОЙ ЗОНЫ

Алтайская равнина по южной границе Бийско-Барнаульской впадины четко ограничена резко возвышающимся над ней фасом гор Алтая. Наиболее круто и высоко горы поднимаются на отрезке между реками Ануем и Песчаной, резко отражая в рельефе широтную зону молодых (эоплейстоценовых; Шукина, 1956) ступенчатых сбросов. Несколько смещаясь к югу, та же зона разломов, но уже с меньшей амплитудой, постепенно затухая, прослеживается западнее в направлении к долине р. Чарыша.

Вдоль фаса гор по левобережью Оби алтайская равнина представляет собой чередование нескольких, асимметрично построенных, но хорошо морфологически выраженных широтно вытянутых увалов с абс. выс. в 255—280 м (Колыванский, Ануйский), разделенных впадинами (Камышенской, Ануйской). По мере продвижения на восток от долины р. Песчаной, вместе с исчезновением резко выраженной в рельефе границы гор, увалы подгорной равнины приобретают форму субмеридионально вытянутых, по-прежнему асимметричных холмов. Еще восточнее и северо-восточнее (за долиной р. Катунь) полоса равнины сливается с равниной Ненинско-Чумышской депрессии и окружающих ее холмистых увалов в пределах отрогов Салаира.

Во всей этой полосе алтайской аккумулятивной равнины, которую автор выделяет под наименованием «подгорной», на значительных пространствах четвертичные отложения сложены с у б а э р а л ь н ы м и т о л ь щ а м и с у г л и н к о в и с у п е с е й с хорошо выраженными и выдержанными по простиранию погребенными почвами. Общая мощность покровных четвертичных пород на увалах в этой зоне, как правило, не превышает 50, реже 100 м (фиг. 6). Чаще всего более древние эоплейстоценовые отложения залегают здесь либо на пестроцветных глинах палеогена (от 10 до 15 м мощности), либо на коре выветривания пород палеозоя (до 20 м мощности) или на ожелезненной древней коре палеозойских гранитов, либо непосредственно на резко размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя. В разрезах четвертичных пород увалов установлено полное отсутствие слоев грубообломочных осадков, а иногда и выпадение ряда возрастных горизонтов среди всей серии отложений третичной и четвертичной систем. Только при переходе от увалов к разделяющим их впадинам разрез третичных и четвертичных пород становится более полным, вместе с тем в разрезах появляются горизонты

⁴ Предположение о наличии вреза древних эоплейстоценовых рек Праоби и Праби подтверждают разрезы по вновь пройденным буровым скважинам.

Примечания:
 * По схеме стратегического деления четвертичной системы, предложенной В. И. Громовым, И. И. Красновым, К. В. Исакофоровым в 1958 г., нижняя граница этой системы проводится в основании Лухальда. Согласно указаниям автора, четвертичная система делится на три отдела. Нижний отдел — пологейший — включает вернюю часть палеозоя и нижний палеоген более ранних схем.
 Средний отдел четвертичной системы — палеоген включает средний и первый и первый палеоген предыдущих схем, а вершина — голяцы.
 ** Нижний палеоген в схеме В. И. Громова, И. И. Краснова и К. В. Исакофорова соответствует среднему палеогену более ранних схем.

Схема 2

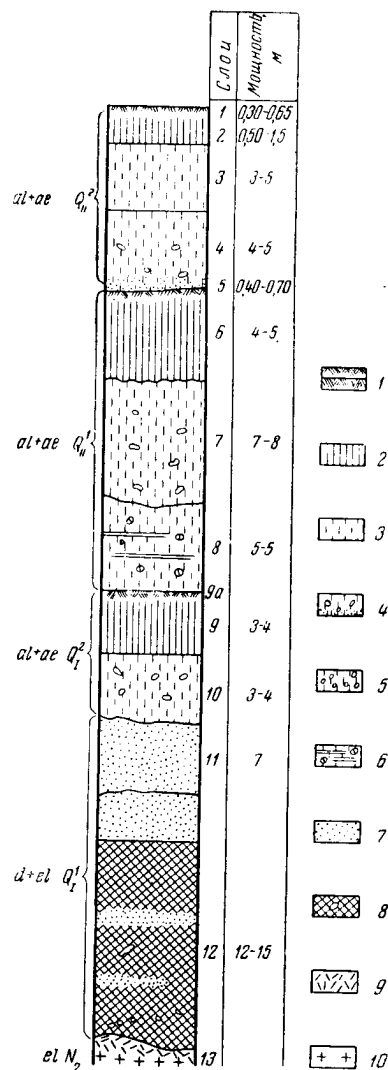
Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-

песков и галечников. Так, например, одна из скважин здесь под эоплейстоценовыми слоями вскрыла толщу зеленовато-серых с охристо-желтыми пятнами глин, содержащих карбонатные стяжения и железистые бобовины. Среди глин и под ними были вскрыты слои кварцевых песков и галечников. Судя по стратиграфическому положению и характерным литологическим признакам, глины могут быть отнесены к породам плиоценового возраста. По границам впадин с северными более крутыми и короткими склонами увалов эти породы, вместе с покрывающими их красно-бурыми эоплейстоценовыми глинами, супесями и песками опущены во впадинах по тектоническим сбросам с амплитудой 60—70 м под современные аллювиальные отложения р. Оби (Щукина, 1956).

Все сказанное свидетельствует о наличии тектонических неравномерных перемещений земной коры, сопровождавшихся на площади подгорной равнины и на северо-западе в пределах Каменского поднятия в эоплейстоцене, перемещениями по разломам с амплитудой от 30—40 до 70 м. Тектонические перемещения земной коры раннечетвертичной эпохи следует рассматривать как одну из более поздних фаз проявления тех же движений, начавшихся в более раннем кайнозое. Последние легко устанавливаются из анализа условий залегания и характера дислоцированности нижнеюрских, палеогеновых и миоценовых пород, развитых в Ненинско-Чумышской впадине (Щукина, 1956, стр. 262) (фиг. 7).

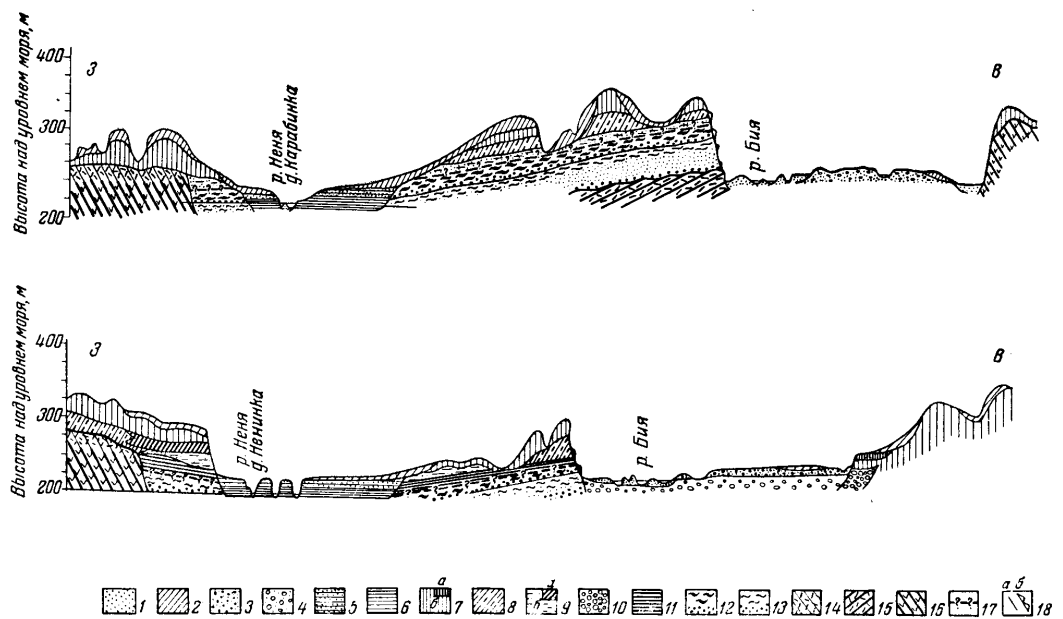
Морфология Ненинско-Чумышской депрессии, вытянутой в северо-восточном направлении, предопределена планом структур палеозойского фундамента. Ее борта располагаются в пределах склонов горст-антиклиналей, сложенных породами нижнего палеозоя, а сама впадина протягивается в пределах девонского грабен-синклинория.

На склонах впадины четвертичные отложения образованы толщей покровных субэаральных суглинков, налегающих местами непосредственно на породы палеозоя или образования древней коры выветривания и лишь на небольших площадях — на размытую поверхность палеогеновых пород, в свою очередь, кое-где с размывом налегающих на угленосные слои нижней юры (район Мунайских шахт; Щукина, 1956). В пределах дни-



Фиг. 6. Разрез в склоне «горы» Пикет у с. Сроетки, вскрывающий строение четвертичных отложений междуречий в подгорной области Бийской впадины:

1 — почвы: а) современная (сл. 1), б) погребения (сл. 5 и 9a); 2 — лёсс; 3 — лёссовидные супеси; 4 — лёссовидные супеси с известковистыми журавчиками и мелкими песками в основании; 5 — лёссовидные супеси с известковистыми журавчиками; 6 — лёссовидные супеси с прослоями суглинков и раковинками пресноводных и наземных моллюсков; 7 — мелкозернистые граувакковые пески; 8 — красно-бурые глины с прослоями песка, известковистыми конкрециями и марганцовистыми стяжениями; 9 — древняя ожеженная кора выветривания; 10 — граниты.



Фиг. 7. Строение и условия залегания третичных и четвертичных отложений в Ненинско-Чумышской впадине:

1 — аллювий пойм р. Бия; 2 — делювиальные лёссовидные суглинки; 3—5. Чибитский горизонт: 3 — аллювиальные пески низкой и перевейные пески более высокой бортовой террасы р. Бия (6—10 и 25—30 м); 4 — аллювиальные галечники верхней бортовой террасы р. Бия (25—35 м высоты); 5 — аллювиальные пески и озерные горизонтальнослоистые супеси низких террас на днище Ненинской впадины; 6—11. Катунский и майминский горизонты: 6 — аллювиальные черные илы с линзами торфа в подоле низких террас р. Нени; 7 — лёссовидные суглинки; а) расчлененного и террасовидного плато, б) высокой террасы р. Бия, перекрытые флювиогляциальными песками; 8 — сланцеватые суглинки террасовидного плато; 9 — аллювиальные пески (а) и супеси, сменяющиеся суглинками; 10 — флювиогляциальные галечники в основании высокой террасы р. Бия; 11 — черные уплотненные илы террасовидного плато; 12 — пестрые каолинизированные аллювиальные супеси неогена (?); 13 — озерно-аллювиальные каолиновые глины и каолинизированные пески и галечники палеогена; 14 — древняя кора выветривания пород палеозоя; 15 — породы девона; 16 — породы кембрия; 17 — соотношения между горизонтами не выяснены; 18 — зоны молодых тектонических перемещений (а), местами сопровождающиеся оползнями (б).

ща впадины четвертичные отложения залегают на породах палеогена.

Включая Ненинско-Чумышскую впадину в пределы районов подгорной равнины, следует подчеркнуть, что одновременно она является впадиной, расположенной в зоне холмистых предгорий (с абс. высотами увалов и холмов от 300 до 400 м), т. е. в зоне относительно тектонически стабильной, сравнительно с Бийско-Барнаульской впадиной, интенсивно прогибавшейся, и зоной гор Алтая, интенсивно воздымавшихся в кайнозое.

В пределах Ненинско-Чумышской впадины третичные отложения залегают в большей своей части выше вреза современных рек. Но они обладают меньшими мощностями по сравнению с мощностями тех же пород, вскрытых скважинами в Бийско-Барнаульской впадине и тем более в обнажениях Чуйской высокогорной впадины Алтая (см. ниже).

Третичные отложения в Ненинско-Чумышской впадине залегают на мощной (до 30 м) пестроцветной древней (юрско-меловой) коре выветривания девонских осадочных и эффузивных пород. В верхних горизонтах эти образования отбелены (процесс отбеливания автор рассматривает как наложение на более древнюю мезозойскую кору выветривания более молодой палеогеновой). Третичные отложения Ненинско-Чумышской впадины представлены осадками озерного и аллювиального типа, в основной своей части относящимися к палеогену (около 30 м мощности), а частично, вероятно, и к верхнему олигоцену или миоцену (16 м мощности). Они описаны в геологической литературе под названием «ненинской» свиты (Кузнецов, 1930; Казаринов, 1947).

Более древняя (Pg_{1+2}^{al-lac}) толща этой свиты состоит из каолинизированных белых кварцевых галечников, песков, белых и желтоватых каолиновых глин. Более молодая ($Pg_3-N_1^{al}$), пестроокрашенная, с преобладанием красных оттенков, представлена в основании галечниками, состоящими из галек разнообразных пород палеозоя, выветрелых до каолиновых образований. Большую часть ее разреза составляют розово-красные кварцевые пески и пестрые, преимущественно красные глины.

Вышеописанные третичные отложения являются основанием для четвертичных пород, сложенных в Ненинско-Чумышской впадине серией аллювиальных и покровных субаэральных отложений нижне- и верхнеплейстоценового возраста. Эоплейстоценовые отложения здесь имеют относительно ограниченное развитие, и к ним, видимо, относятся красно-бурые и красные глины, залегающие в пределах междуречных увалов в основании всей серии четвертичных пород. Подобные глины имеют широкое развитие в предгорьях Алтая, в зоне его холмистого и низкогогорного рельефа, распространяясь оттуда в пределы Кузнецкого Алатау (Петров, 1939).

На красно-бурые глины в участках междуречий налегает сложная серия субаэральных пород, состоящая из чередования трех горизонтов типичных лёссов с развитыми на них горизонтами погребенных почв, а вниз постепенно переходящих в слои облессованных супесей и тонкопылеватых песков палево-серого цвета. Верхние два горизонта лёсса, срезая нижний, спускаясь по склону, составляют верхнюю часть эрозионной высокой террасы (50 м у с. Сросток и соответствующей террасы вдоль берегов р. Нени). У бровки этой террасы в районе с. Сростки на правом берегу р. Катунь и в обрыве более низкой (III) террасы в подмысе горы Монах на левом берегу против с. Сростки к слою делювиальных лёссовидных супесей верхнего плейстоцена приурочены находки каменных орудий из стоянок человека верхнего палеолита (Сосновский, 1937; Сергеев, 1939; Щукина, 1953).

Из всего вышеизложенного материала отчетливо видно, что строение четвертичных пород алтайской равнины находится в теснейшей зависи-

мости от структур, сформированных в более ранние этапы кайнозоя: в палеогене, миоцене и плиоцене. Повсюду, как на площади Алтайской равнины в пределах Бийско-Барнаульской впадины, так и в предгорной увалисто- и холмисто-увалистой зонах, наиболее полные и мощные разрезы четвертичных пород приурочены к впадинам, сформированным еще в третичном периоде. В участках положительных структур, морфологически выраженных в виде увалов, разрез четвертичных пород характеризуется развитием других фаций отложений аллювиальных равнин, выпадением ряда горизонтов и меньшей мощностью. Указанные различия в строении антропогенных — четвертичных разрезов в разных морфологоструктурных районах алтайской равнины еще больше подчеркиваются неодинаковым распределением на этих площадях водоносных горизонтов.

Итак, Алтайская равнина в границах Бийско-Барнаульской впадины являлась в кайнозое областью аккумуляции мощной серии аллювиальных, озерных и субаэральных пород третичной и четвертичной систем, накопившихся за счет выноса обломочного материала из горных областей Алтая.

Б. ГОРНАЯ ЗОНА КАЛЕДОНИД АЛТАЯ

Горная зона Алтая со сложным геологическим строением, весьма неоднородная по своему геоморфологическому устройству, разделяется на несколько геоморфологических областей с различными условиями накопления континентальных третичных и четвертичных пород для различных районов.

Основную наибольшую часть площади системы хребтов Горного Алтая составляет область высокогорья, в пределах которой четко прослеживаются несколько высотных уровней с отличным для каждого из них типом рельефа.

1. МОРФОЛОГИЯ ВЫСОКОГОРНОЙ ЗОНЫ АЛТАЯ

Наиболее высокие хребты и вершины Алтая составляют Катунские, Южно- и Северо-Чуйские белки и пограничные с Китайским и Монгольским Алтаем северные склоны хребтов Табын-Богдо-Ола (абс. высоты 3000—4506 м с относительными превышениями в 1500—2000 м). Второй уровень высот Алтая прослеживается по поверхности хребтов Курайского, Шапшал, Чихачева, Айгулакского, Сумультинского с вершиной Иолго, Теректинского, а также на отдельных группах вершин. К подобным вершинам в восточном Алтае относятся горы Кинты-Куль, Кор-Куре-Бажи и т. д., в западном — гора Сарлык и другие. Абсолютные высоты этого уровня колеблются в пределах 2500—3200 м с относительными превышениями 800—1200 м.

Первый из упомянутых высотных уровней гор характеризуется типично-альпийским рельефом с острыми узкими гребнями хребтов, интенсивно разрушенными глубокими крутосклонными карами и узкими трогами, в пределах которых располагаются весьма многочисленные (более 700 — по Тронову, 1949) современные ледники и снежники. Более низкий, второй уровень хребтов расчленен значительно слабее, и поверхность его на ряде участков представляет собою древний, реликтовый холмисто-равнинный рельеф неогенового времени, сохранившийся от последующей экзарации. Его неогеновый возраст устанавливается на основании обнаруженных в его эрозионных западинах (по данным Раковец, на абс. высоте 2800 м близ современного снежника) озерных глин и песков с остатками растений, принадлежащих, по определению П. И. Дорофеева, ко времени от мзотиса до среднего плиоцена.

Районы, занимающие площади альпийского высокогорного рельефа, характеризуются в течение всего четвертичного (антропогенного) пе-

риода преимущественным выносом обломочного материала долинными ледниками и бурными горными реками. На крутых склонах (в основном тектонического происхождения) местами образуются желоба с глыбовыми камнеотоками. В основном же площади хребтов с альпийским рельефом в Горном Алтае представляют районы с преобладанием выходов на поверхность свежих скальных пород палеозоя. В глубоких трогах и карах на их днищах ограниченные по площади участки заняты отложениями ледниковой формации. Здесь развиты боковые, основные и конечные морены. Во всех более или менее крупных долинах насчитывается несколько гряд конечных морен, среди которых И. М. Мятков (1936), М. В. Тронов и (по исследованиям последних лет) Л. Н. Ивановский (1957) выделяют несколько гряд конечных морен, относя их к Мультинской, Кочурлинской и Аккемской стадиям развития современных ледников. Рельеф высокогорного плато Алтая представляет собой сочетание элементов третичного мелкосопочника и холмистой равнины, частично измененной процессами ледниковой аккумуляции, экзарации и горной нивации в плейстоцене, и элементов молодого (верхнеплейстоценового) рельефа, в резко врезаемых долинах рек.

В ряде мест на поверхности высокогорного плато в настоящее время найдены остатки образований древней коры выветривания и налегающие на них пестрые (красные, розовые, охристые), видимо, верхнепалеогеновые глины и пески (Шукина, 1956). В той же области высокогорного рельефа Алтая располагаются основные внутригорные впадины (Чуйская, Курайская, Самахинская, Уймонская, Улаганская) с днищами, лежащими на абсолютных высотах от 1400 до 1780 м. Впадины весьма четко выражены в рельефе, будучи ограничены крутыми склонами более высоких альпийского типа хребтов. Более резкое ограничение прослеживается вдоль северных бортов, где впадины отделены от крутых склонов гор зонами неотектонических разломов, по которым неоднократно в течение неогена, эоплейстоцена и, в меньшем масштабе, в более поздние эпохи четвертичного периода происходили неравномерные тектонические движения. Исключением является Улаганская впадина, менее резко выраженная в рельефе и ограниченная молодым тектоническим разломом с западно-юго-западного борта.

К узким межгорным впадинам, расположенным в пределах рельефа высокогорного плато, относятся также глубокие долины депрессии, вытянутые по простиранию пород палеозоя. Возникновение этих депрессий, занятых глубокими озерами (Телецким и Чибер-Куль в долине р. Чибитки), также обязано неотектоническим движениям, происходившим в древних зонах глубинных разломов. Не только впадины и депрессии, занятые в настоящее время расширенными степными участками долин рек и озерами, в возникновении которых несомненную роль сыграли и древние оледенения, но и многие долины рек Алтая и их крупных отрезков (например эпигенетический отрезок р. Чуи, выше с. Чибит, нижние части долин рек Чулышмана, Башкауса, р. Чулекташа, впадающая в р. Кадриш, верхний отрезок долин рек Шавлы, Каракема, Юнгура, Аргута, долина р. Чарыша и некоторые другие) представляют тектонические долины — рвы, проложенные в зонах древних разломов, подновленных неотектоникой.

2. КАИНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЛАСТИ АЛЬПИЙСКОГО РЕЛЬЕФА И ВЫСОКОГОРНОГО ПЛАТО ГОРНОЙ ЗОНЫ АЛТАЯ

В пределах днищ большинства впадин высокогорья имеются площади с развитием континентальных (озерных, аллювиальных и реже других генетических типов) неогеновых и частично верхнепалеогеновых пород. Наиболее полно третичные отложения (мощностью около 300 м) пред-

ставлены в Чуйской впадине, где их удалось проследить с небольшими перерывами на протяжении около 35 км вдоль подножья северного склона Курайского хребта (Шукина, 1938, 1953). В процессе исследований, проведенных автором в 1937, 1949 и 1955 гг. и сотрудниками треста Аэрогеология (О. А. Раковец, 1954, 1955 гг.), установлено, что третичные отложения в Горном Алтае залегают на неровной, резко размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя, выполняя и частично перекрывая древний доверхнеолигоценовый и миоценовый рельеф. В ряде участков по поверхности хребтов западных и восточных окраин Чуйской впадины в настоящее время установлено развитие доолигоценовой пестроцветной каолиновой коры выветривания, достигающей мощности нескольких метров и вскрывающейся в разрезах по долинам рек Кызыл-Чину, нижнему отрезку Чаган-Узуна и др.

Как видно, в разрезах в долине р. Кызыл-Чина на кору выветривания, резко срезая крутые складки пород девона, налегают пестроцветные: красные, розовые и желто-бурые каолиновые глины кызылчинской свиты с кварцевыми щебенчатыми и галечными слоями в основании. Мощность этой свиты достигает 18—20 м. Из прослоя зеленовато-черных глин из верхней части свиты О. В. Матвеевой (1958) были определены зерна пыльцы широколиственных (*Carya*, *Tilia*, *Betula*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Juglandaceae*), древних видов хвойных пород (*Picea* sp., *Pinus* sp.) и большое количество вересковых (*Ericaceae*). На толще пестроцветных глин в западной части Чуйской впадины лежит талды-дюргунская глинисто-сидеритовая свита озерных светло-серых и серо-буроватых глин с тонкими слоями песков с мелкогалечными пестроцветными конгломератами в основании, состоящих из плоской мелкой гальки выветрелых пород палеозоя. Характерной особенностью этой свиты является присутствие в ней крупных темных караваеобразных конкреций сидерита (диаметром до 0,5 м). Мощность свиты 20—30 м.

В западной и главным образом вдоль северной окраины Чуйской впадины глинисто-сидеритовая, а возможно, и нижние слои вышележащей мергельной свиты фациально замещаются типичной серией пород угленосной кошагачской свиты. Последняя представлена повторяющимся переслаиванием серых аргиллитов, охристо-бурых песчаников с обохренными конкрециями сидерита, углистых глин и бурых углей от нескольких сантиметров до 1—4 м мощности. Общая мощность угленосной свиты колеблется от 60 до 100 м. В породах угленосной свиты захоронены многочисленные остатки растений, среди которых А. В. Хахловым, П. А. Никитиным, И. В. Палибиным, П. И. Дорофеевым были определены разнообразные представители миоцен-верхнеолигоценовой флоры: *Diospyrus brachysepalis* Br.; *Juglans acuminata* A. Br.; *Quercus* sp.; *Populus* sp.; *Alnus* sp.; *Salix* sp.; *Pinus* sp.; *Picea* sp.; *Tsuga* sp.; *Typha* sp.; *Trapa borealis* Heer; *Phragmites oenigensis* Heer; *Staphyllea* sp.; *St.* cf. *rugosa* Ant.; *Cornus* cf. *Gorbunovii* Dun.; *Aradia* sp.; *Epipremnum heterobrachium*; *Epipremnum menispermoides*; *Decodon globosus* Nikitin; *Decodon gibbosus* Reid; *Didlidocarya amengelii* Reid; *Rubus* sp.; *Lycopus* sp., *Nymphaeae*; cf. *Najas*; *Aldrovanda sibirica* Nikitin. Изучение спорово-пыльцевых спектров из тех же отложений, проведенное О. В. Матвеевой и более подробно Беляевой (1955), свидетельствует, что накопление пород угленосной свиты происходило в эпоху развития смешанных, довольно сильно разреженных лесов с господством берез, несколько меньшим распространением темно-хвойной тайги (ель, тсуга, пихта, реже сосны типов *Haploxylon* и *Diploxylon*) при относительно большей примеси широколиственных из родов: вяза, липы, лещины, бука, лапины, ореховых и из кустарничковых — вересковых.

В центральных частях Чуйской впадины (в бассейне р. Чаган-Узун и в районе Кош-Агача) на глинисто-сидеритовой и синхронной ей угленосной кошагачской свите без следов перерыва налегает туерыкская мергельная свита. Она характеризуется преобладанием глин и белых марающих, частично звонких окремнелых мергелей. Но на большом протяжении вдоль северной части впадины, по право- и левобережью р. Чуи в основании туерыкской свиты прослеживается базальный конгломерат, представленный то кварцевым галечником, то грубообломочным материалом, состоящим из обломков, перетертых озмеевиком гипербазитов, кварца и частично осадочных пород, сцементированных пловато-мергелистой массой. Местами слои базального конгломерата туерыкской мергельной свиты налегают прямо на продукты выветривания пород палеозоя. Низы свиты сложены выдержанными слоями ракушечника, состоящего из изобилия раковин *Viviparidae* группы *barboti-megarensis*, позволяющей относить нижнюю часть к верхам миоцена или основанию плиоцена (меотис) (Лунгерсгаузен и Раковец, 1957). Из тех же слоев А. В. Аксариным (1938, стр. 45) были собраны раковины *Unionidae*. По наличию этой фауны мергельная туерыкская свита может быть параллелизована с нижнеплиоценовой павлодарской свитой, характеризующейся остатками гиппариона (Николаев, 1938). За последние годы К. В. Никифорова на основании более детального изучения фауны Павлодарского разреза склона относит эти отложения к верхам миоцена. Кроме выше упомянутой фауны, в ракушечниках мергельной туерыкской свиты Алтая Г. Ф. Лунгерсгаузен был определен пресноводные формы моллюсков широкого стратиграфического распространения от миоцена до современной эпохи. К ним относятся: *Radix* ex gr. *ovata*; *Radix* ex gr. *auricularia*, *Planorbis* ex gr. *planorbis*; *Valvata* ex gr. *cristata*, *Coretus* sp. ex gr. *corneus*; *Gyraulus* sp.; *Planorbis* sp.; *Pisidium* sp. Кроме этой фауны, в прослое битуминозных глинистых песчанников, лежащих между слоями ракушечника, мною были обнаружены чешуйки и мелкие позвонки рыб.

Одной из характерных пачек пород туерыкской мергельной свиты (маркирующий горизонт), прослеживающейся на всем протяжении впадины, является переслаивание тонколистоватых зелено-серых и коричневых глин и плотных, звонких при ударе, светло-серых окремнелых мергелей с характерным раковистым изломом. Верхняя часть мергельной свиты сложена преимущественно светло-серыми, иногда буроватыми мажущими мергелями с прослоями тонкослоистых глинистых песчанников и песчаных глин. Общая мощность пород туерыкской свиты достигает 30 м для нижнего гастроподового и до 50 м для вышележащего остракодового горизонта (Аксарин, 1938). Фауна остракод из мергельной свиты была определена по моим сборам Г. Ф. Шнейдер. Среди нее выделены вид *Ilyocypris brady* Sars.; *Limnocytherre loculenta* Liv.; *Limnocythere acristata* Scw.; *Loxococoncha inopinata* Bacvid; *Ilyocypris* ex gr. *tribulata* Lienklis; *Ilyocypris tribullata* Lienklis.

По заключению Г. Ф. Шнейдер, вышеупомянутая фауна остракод из пород туерыкской мергельной свиты (Чуйской впадины Горного Алтая) характеризует собой опресненность бассейна и встречается в плиоцене кроме вида *Ilyocypris brady* Sars, известного уже с миоцена. В литологически тождественных третичных породах Убсанурской впадины, развитых в смежных с Алтаем районах Тувы, была обнаружена богатая фауна группы *Unionidae* и *Paludinae*, определенная Эберзеном как типичная плиоценовая (Зайцев, 1947). Позднее в тех же озерных породах Убсанурской впадины Л. Д. Шорыгиной была собрана фауна палюдин и униионид, по определению Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957, стр. 33), относящаяся к группе *Viviparus barboti-megarensis* (*V. upsanurensis* sp. nov.;

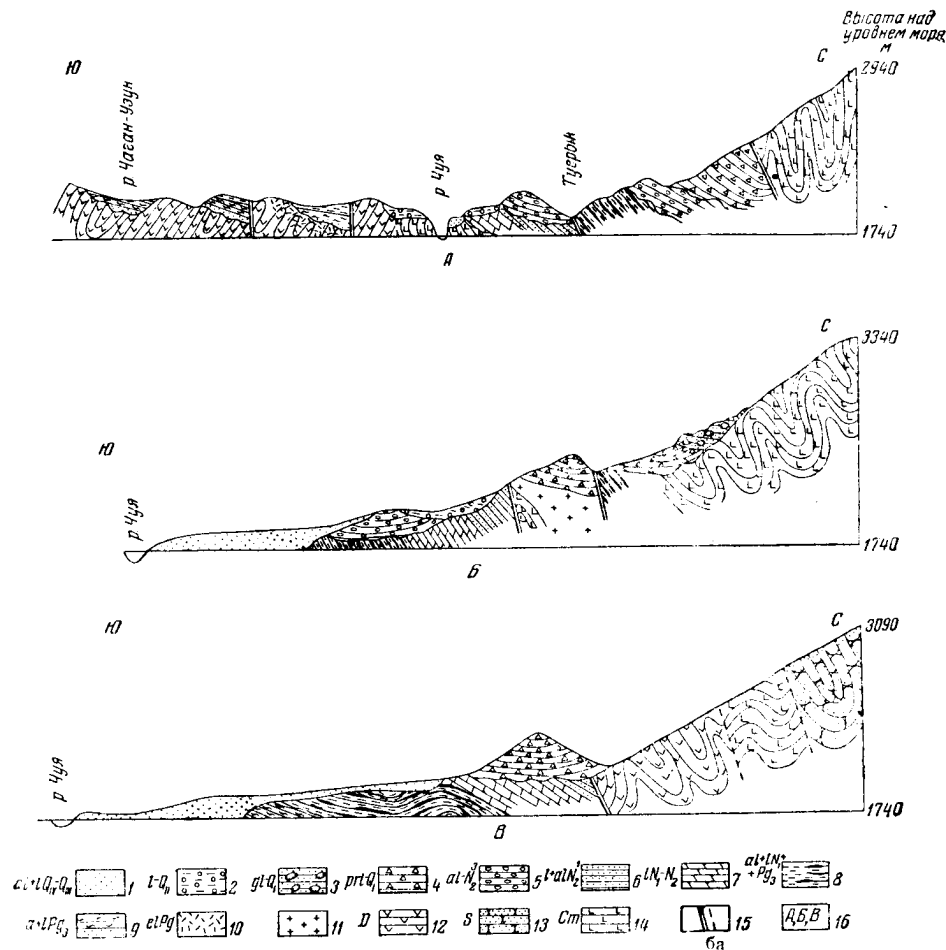
V. sraryginae sp. nov. и др.), обломки скульптированных *Unio*, очевидно близких к меотическому *Unio flabellatus* Goldf. Кроме фауны моллюсков, в одном из горизонтов мергельной свиты Тувы вместе с отпечатками рыб были найдены кости, относящиеся по определению В. И. Громова к гиппариону и миоцен-плиоценовому виду оленя (см. статью Шорыгиной в настоящем сборнике).

Верхние слои туерьской мергельной свиты в Чуйской впадине постепенно переходят в серию песчано-алевритовых и конгломератовых пород. Последние состоят из серых и буровато-серых песчаников, алевритов с прослойками мелкогалечных конгломератов, нередко с хорошо выраженной типичной для аллювия косой слоистостью. Общая мощность горизонта достигает 60 м.

Изучение пылицы и спор нижнего горизонта мергельной туерьской свиты показало, что для него характерна флора, близкая к таковой из угленосных пород. Но уже в остракодовом и вышележащем песчано-алевритовом горизонте наблюдается уменьшение процентного содержания березы, почти полное исчезновение из состава древостоя широколиственных одновременно с увеличением голосеменных с господством среди них сосен типа *Harpoxylon*. Все данные по фауне моллюсков, остракод и изменения во флоре, выявленные для различных горизонтов туерьской мергельной свиты, указывают, что отложения нижней ее части происходили в условиях сравнительно теплого и влажного климата миоцена, а верхней -- в условиях более холодного и, видимо, более сухого климата нижнего плиоцена.

На размытой поверхности пород туерьской свиты или непосредственно на породах палеозоя с угловым несогласием залегает свита аллювиальных и овражных галечников, мелкогалечных конгломератов, песчаников, супесей бурого и серовато-охристо-желтого цвета, выделенная Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1957) под наименованием кизилгирской свиты. Для ее осадков весьма характерна косая слоистость типично речного типа. Среди базальных галечников и конгломератов свиты и приуроченных к ним слоев водорослевых известняков в обнажениях по лево- и правобережью р. Чуи собрана многочисленная фауна пресноводных моллюсков, среди которой Г. Ф. Лунгерсгаузен определил: *Viviparus*, *Pyrgula*, *Planorbis*, *Limnaea*, *Unio*, позволяющих ему выделить в составе свиты ряд палеонтологических зон, соответствующих в общем левантинским слоям Европы (средний и нижняя часть верхнего плиоцена). Здесь были обнаружены раковины *Pyrgula olgae* G. Lung., *Valvata* ex gr. *cristata*; *Viviparus* ex gr. *contecta* (aff. *cassaretto* Rous.), *V.* aff. *balatonicus* Neum., *V.* ex gr. *achotinoidea* Desh. (?); *V.* aff. *kagarliticus* Lung; *Hydrobia* sp., *Planorbis* sp., *Planorbis* sp. (cf. *calculus* Sandl (Br — I), скопления лимней (*Limnea ovata*, *L. auricularia*; *L. bessonae*, *L.* aff. *apscheronica*).

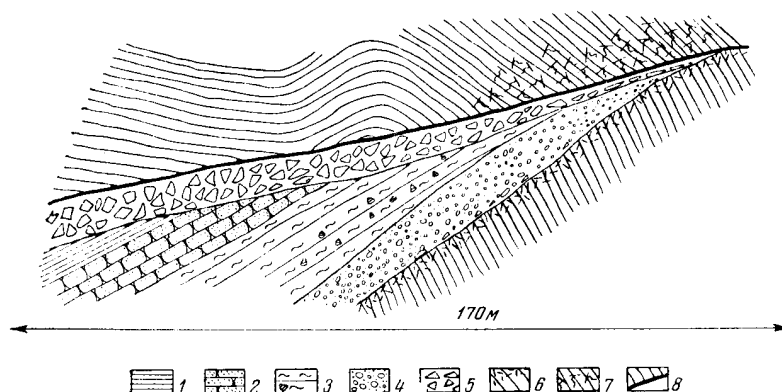
В 1936 г. А. В. Аксарин (1938) и в 1937 г. автор настоящей статьи установили резкое тектоническое нарушение первичного залегания третичных пород всех свит (в том числе пород, содержащих фауну нижнего и верхнего плиоцена). Такая дислоцированность третичных пород Чуйской впадины вызвана надвиганием на них по крутым плоскостям различных пород палеозоя, участвующих в строении южного склона Курайского хребта. Мною было прослежено по многим обнажениям падение третичных пород под углом от 25 до 60° с уменьшением угла наклона по мере удаления от крутого склона хребта к центру впадины. В ряде пунктов в зоне крутых надвигов интрузивных и осадочных пород палеозоя на третичные слои, закартированных мною в 1937 г. на протяжении 22 км, была установлена тектоническая брекчия в несколько метров мощности, состоящая из обломков и глыб перемятых и пере-



Фиг. 8. Схематические профили, иллюстрирующие условия залегания и дислоцированность отложений олигоцена и неогена в северо-западной и северной частях Чуйской внутригорной впадины по подножию Курайского хребта:

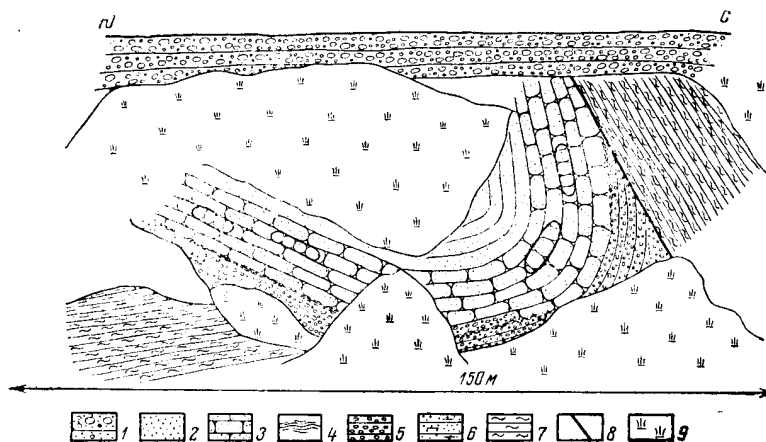
1 — нерасчлененные голоценовые и верхнеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения (озерные мергели, илы, пески и галечники); 2 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) озерные и флювиогляциальные галечники; 3 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) валунные суглинки (морена); 4 — эоплейстоценовые (нижнеплейстоценовые) пролювиальные щебенчато-глибовые брекчи, конгломераты с линзами псаммитов и алевритов; 5—9 — олигоцен-неогеновые озерные и аллювиально-озерные отложения; 5—верхнесреднеплиоценовая кизилгирская свита аллювиальных и овражных отложений с фауной *Viviparus*, *Pyrgula*, *Limnaea*, *Unio* (песчаники, галечники, водорослевые строматолитовые известняки с фауной лимней и крупных вивипарид); 6 — нижнеплиоценовая — песчано-конгломератовая свита аллювиальных алевритов, песчаников, галечников и конгломератов; 7 — верхи миоцена — низы нижнего плиоцена; туеркская (мергельная) свита озерных отложений (ракушники, зелено-серые сланцеватые глины, мергели, частью окремненные тонкие песчаники, алевриты); 8 — миоцен-верхнеолигоценовая кошагацкая угленосная (фациальный аналог — талдыдюринская глинисто-сидеритовая) свита озерно-болотных отложений (аргиллиты, углистые глины, сланцы, песчаники, бурые глины, глины с сидеритами); 9 — олигоценовая карацумская (пестроцветная) свита озерных и делювиальных отложений (кварцевые песчаники, каолиновые розовые, белые, охристые глины с прослоями зелено-серых и черных); 10 — палеогеновые пестрые образования коры выветривания; 11 — рассланцованные интрузивные палеозойские породы; 12 — пестроцветные песчаники, сланцы и эффузивы девона; 13 — сланцы и другие породы силура; 14 — известняки и порфиритовые породы кембрия; 15 — линии разрывов и тектонических брекчий; а — палеозойские, б — кайнозойские подновленные по древним; 16 — профили: А — через Чуган-Узун; Б — в центральной части впадины, урочище Бекен; В — в урочище Табожек — Кок-агач.

тертых пород палеозоя с включениями пестрых и углистых третичных глин. В ряде случаев третичные породы близ контакта с надвигом образуют складки то более пологие, то более крутые, вплоть до опрокинутых (фиг. 8). В 1954 г. совместно с О. А. Раковец мне удалось видеть



Фиг. 9. Зажатый клин олигоценовых отложений среди девонских сланцев, надвинутых на дислоцированные третичные слои (зарисовка по обнажению в восточной части Чуйской впадины в 8 км западнее пос. Коркури):

1-4 — пестроцветные озерные и аллювиальные отложения олигоцена; 1 — глины; 2 — песчанники; 3 — розовато-белые каолинизированные глины с фауной моллюсков; 4 — белые кварцевые галечники и гравелиты; 5 — тектоническая брекчия из девонских и третичных пород; 6 — выветрелые сланцы девона (корни древней коры выветривания); 7 — зона обоживания девонских пород; 8 — линия тектонического надвига пород девона на третичные отложения.



Фиг. 10. Зарисовка крутого надвига в толщах третичных пород, вскрывающегося в двух оврагах на правом берегу р. Кызыл-шин близ племеноводческой верблюжьей фермы:

1 — озерные галечники и пески плейстоцена, слагающие верхние слои эрозионно-аккумулятивной террасы; 2-3 — плиоценовые аллювиально-овражные отложения Кызылгирской свиты; 2 — пески; 3 — песчанники с уплотненными караваями; 4 — прослойки строматолитовых известняков (травертинов); 5 — галечники с кривой слоистостью; 6-7 — озерные отложения более древней свиты плиоцена; 6 — глинистые пески; 7 — темно-серые глины; 8 — линия надвига; 9 — осыпи галек и песка.

разрезы с резко нарушенным залеганием третичных пород в более восточных частях Чуйской впадины. В одном из оврагов здесь виден зажатый клин олигоценовых пород среди резко дислоцированных пород девона (фиг. 9). В других двух оврагах мною был обнаружен крутой надвиг среди серии неогеновых пород с надвиганием более древних пород неогена на средне-верхнеплиоценовые породы кизилгирской свиты (фиг. 10).

Разобранные выше тектонические нарушения залегания слоев верхне-олигоценовых, миоценовых и плиоценовых пород, сопровождающиеся надвиганием на них по крутым плоскостям различных пород палеозоя,

свидетельствуют о проявлении интенсивных тектонических движений в Горном Алтае на рубеже третичного и четвертичного периодов. Особенно интенсивно молодые движения протекали в северо-западной части Чуйской впадины, где они унаследованно подновляли сложную систему палеозойской зоны крутых надвигов.

Изменения литологического состава и мощности пород различных третичных свит озерных и аллювиальных отложений Чуйской впадины позволяют утверждать, что накопление их происходило при разном тектоническом режиме в нескольких отличных условиях рельефа для разных участков впадины.

Разрез третичных отложений Чуйской впадины завершается мощной (до 200—300 м) толщей пролювиальных брекчий, конгломератов с линзами песчаников и уплотненных суглинков, содержащих кое-где фауну мелких моллюсков (бекенская свита). Слои этой свиты относятся уже к эоплейстоцену, так как они налегают на резко размытую поверхность пород палеозоя и разные горизонты кизылгирской свиты с фауной плиоцена. Пролувиальные породы (синоним бекенская свита), как и последние, резко дислоцированы, залегая местами с наклонами слоев от 25 до 60°.

В северо-западных частях Чуйской впадины, где она ограничена наиболее крутым склоном Курайского хребта, в обнажениях по р. Туерык можно видеть надвигание по крутой плоскости на отложениях пролювиальной свиты дислоцированных пород палеозоя. По плоскости надвига выделяется 2—3 м толщины тектоническая брекчия, состоящая из обломков пород пролювиальной свиты и пород палеозоя. Помимо интенсивных и резких дислокаций, прослеживающихся в слоях пролювиальной свиты у южного склона Курайского хребта, наклонное залегание их с падением от 1 до 3°, возникшее как результат неравномерных тектонических блоковых движений, зафиксировано в последние годы в ряде пунктов как высокогорной зоны Алтая, так и в предгорьях (см. выше). Для значительно большего количества мест в горных и равнинных районах Алтая установлены нижнеплейстоценовые разломы, подтверждающиеся различным высотным положением (как это указывалось выше) эоплейстоценовых пород по обе стороны от плоскостей разломов (Ищукина, 1956).

Таким образом, воззрения Б. Ф. Сперанского (1937) и сделанные мною после первого года исследований выводы о проявлении в Горном Алтае тектонических движений не только в неогене, но и в четвертичном периоде, полностью подтвердились вновь собранными фактами. Поэтому критика А. И. Москвитина (1946), пытавшегося опорочить выводы Б. Ф. Сперанского и мои наблюдения по молодой тектонике Горного Алтая, а заодно обвинившего и других западно-сибирских геологов в увлечении новейшей тектоникой (см. Москвитин, 1946, стр. 144), в настоящее время может считаться неоправданной. Интересно также отметить, что сам А. И. Москвитин после проведения исследований по левобережному Приобью (1953), а позднее по Нижнему Поволжью становится одним из ревностных защитников проявления тектоники в четвертичном периоде.

Неотектонические движения конца плиоцена, эоплейстоцена и в ряде случаев для среднего плейстоцена доказаны не только геоморфологическими, но и геологическими фактами как для горных районов Алтая, Тувы, восточных окраин Средне-Сибирского плоскогорья, так и для равнинных площадей степного Алтая и левобережья р. Енисея и т. д. Больше того, из приведенного разбора закономерностей размещения и стратиграфии четвертичных отложений для обширной террито-

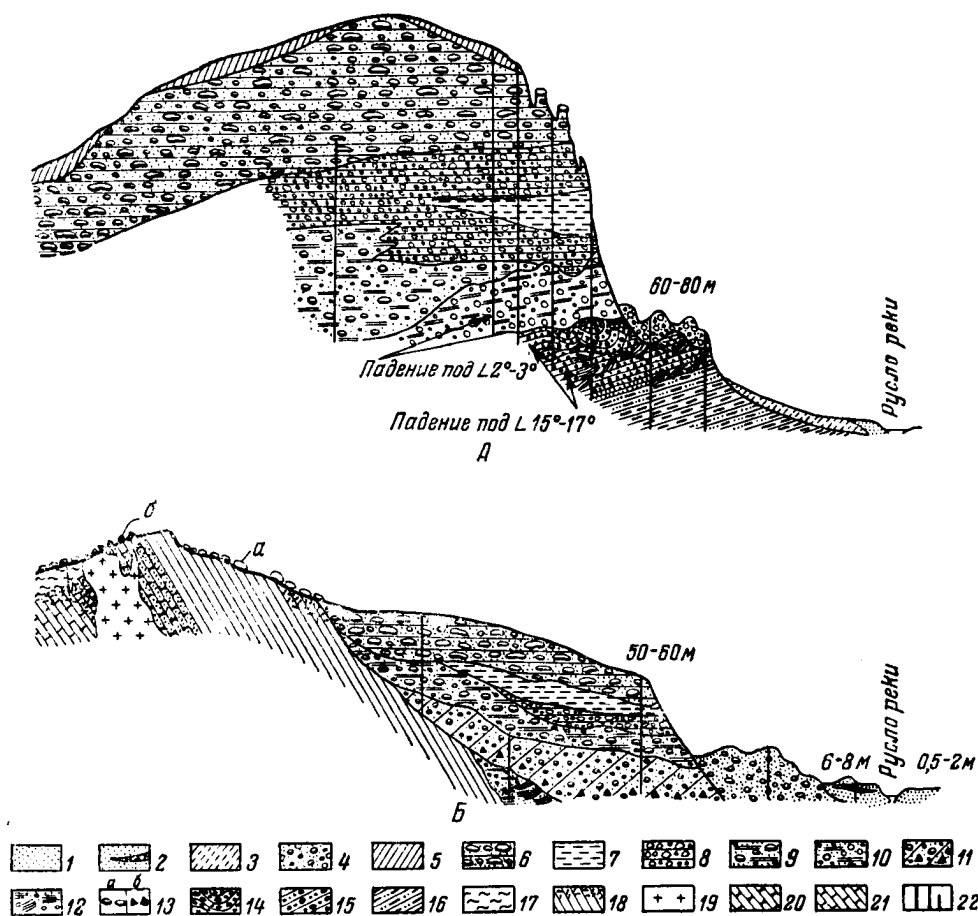
рии Алтайского края с полной очевидностью выявляется зависимость их прежде всего от неотектоники, ее типов, масштаба и времени проявления.

Особенно резко в высокогорной области Алтая неравномерные и дифференциальные проявления неотектоники отражены наличием различного количества уступов эрозионных террас, сложенных то целиком комплексом древнеледниковых (плейстоценовых) осадков, то имеющих различной высоты цоколи из пород палеозоя. Это прослеживается по долинам рек бассейна р. Чулышмана, хотя не менее распространено и в долинах других рек высокогорных областей Алтая — Чуе, Катунь, Аргуту и т. д. Подробно эти вопросы разбираются в диссертационных работах С. Ф. Дубинкина и Л. Н. Ивановского (1947).

Районы горной зоны Алтая (Б) в пределах области с широким развитием рельефа высокогорного плато с абсолютной высотой 1800—2200 м (центральные, восточные, юго-восточные и южные районы высокогорного Алтая), расчлененного глубокими долинами рек, характеризуются широким распространением четвертичных отложений ледниковой формации и нивальных образований. Последние приурочены к выступающим над общей поверхностью плато вершинам, сложенным гранитами, реже кварцитами. Они состоят из глыбовых курумников, среди которых на поверхности плато можно наблюдать типичные полигональные почвы, переходящие вниз по склону в многочисленные уступы нагорных глыбовых террас. На основных площадях высокогорного плато встречаются лишь следы перекрывавших их льдов в виде единичных эрратических валунов и небольших участков сохранившихся валунных супесей и суглинков (gl Q₁₁). Полный комплекс ледниковых отложений прослеживается лишь в пределах широких трогов, расположенных на плато у основания крутых склонов хребтов с альпийским рельефом, в глубоких долинах рек, берущих начало в троговых ложбинах и в некоторых внутригорных впадинах (Курайской, Улаганской, Самахинской, по окраинам Чуйской). Серия пород ледниковой формации представлена весьма полно: горизонтами эоплейстоцена и нижнего и верхнего плейстоцена, наблюдавшимися одновременно в прекрасном разрезе по левому берегу р. Чагана (фиг. 11, А), прорезающей северный склон Южно-Чуйского хребта и впадающей в р. Чаган-Узун (левый приток р. Чуи), и в разрезах по долинам рек Кубадру, Сарыачека, Кысхыштубека (фиг. 11, Б), прорезающих трогообразную ложбину, расположенную у северного склона Курайского хребта в Улаганской впадине.

Наиболее древний эоплейстоценовый горизонт ледниковых отложений представлен то яркими бурыми валунно-галечными (внизу с примесью щебня) суглинками с супесями, наполненными разнообразными по составу гальками и валунами до 0,5—0,8 м в диаметре (морена gl Q₁^Б), то бурыми флювиогляциальными галечниками с единичными валунами до 0,5 м. Общая мощность этого горизонта около 50 м. Для эоплейстоценового горизонта характерна выветрелая шероховатая поверхность гальки и наличие наряду с крепкими валунами свежих пород палеозоя, выветрелых каолинизированных валунов, рассыпающихся при ударе. В огромном обрыве левого берега р. Чаган (на протяжении 6 км) эоплейстоценовые (Q₁^Б) бурые флювиогляциальные галечники залегают с угловым несогласием, падая под углом 2—3°, на более круто падающие слои (под углом 15—17°) верхнеплиоценовой аллювиальной толщи песков и галечников. В последних на контакте с эоплейстоценовыми флювиогляциальными галечниками мне удалось обнаружить мелкие смятия слоев, несомненно, связанные древней мерзлотой. Этот факт, а также наличие валунов из рыхлых продуктов древнего выветривания наряду с невыветрелыми валунами указывают на развитие древней мерзлоты в горных районах

в начале эпохи распространения льдов наиболее древнего эоплейстоценового оледенения. В настоящее время нет достаточного фактического материала для суждения о масштабах этого оледенения (названного мною башкаусским) и потому говорить о палеогеографии времени его



Фиг. 11. Схема строения ледниковых отложений для высокогорной области центральной, южных и юго-восточных районов Алтая (разрез А для бассейна р. Чагана, разрез Б — для бассейна р. Кубадру):

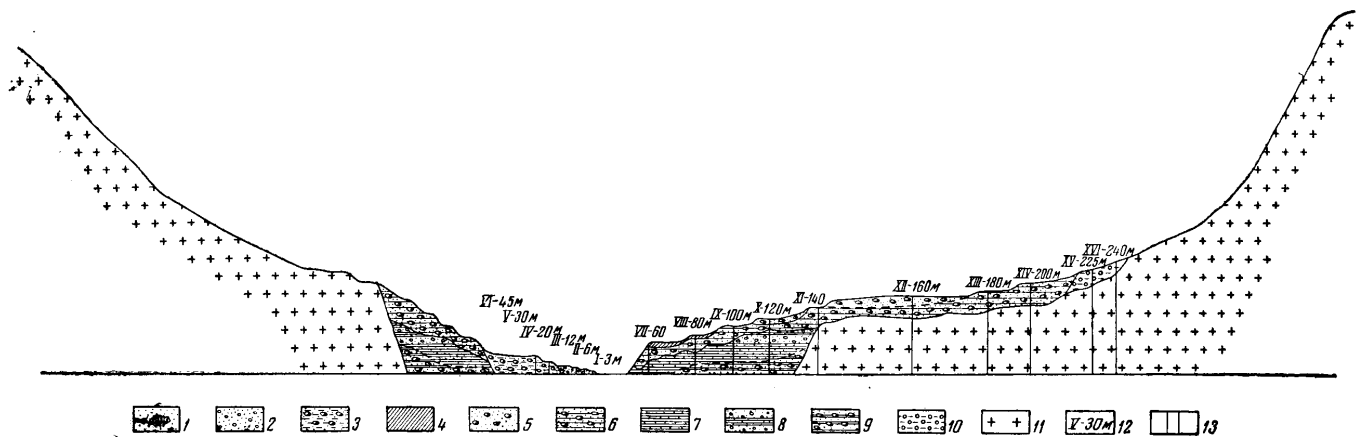
1 — современные аллювиальные пески и галечники; 2 — позднечетвертичные аллювиальные пески с линзами взбуренных торфянистых глин; 3 — делювиальные суглинки конусов выноса; 4 — верхне-четвертичная супесчаная морена (чибинский горизонт); 5 — верхнечетвертичные делювиальные суглинки междуречий; 6 — палево-серая супесчаная нижнелейстоценовая (среднечетвертичная) морена (тайминский горизонт); 7 — озерно-ледниковые горизонтально-ленточно-слоистые супеси нижнелейстоценового (среднечетвертичного) возраста; 8 — флювиогляциальные нижнелейстоценовые (средне-четвертичные) галечники; 9 — палево-серая суглинистая нижнелейстоценовая (среднечетвертичная) морена (катунский горизонт); 10 — флювиогляциальные бурые эоплейстоценовые галечники (башкауский горизонт); 11 — бурая супесчаная и суглинистая морена с выветрелыми и плотными валунами (башкауский горизонт); 12 — эоплейстоценовые аллювиальные косослоистые пески; 13 — а) единичные валуны и присыпки морены на плато, б) развалы глыб и курумники на склонах плато; 14 — мерзлотные смятия в охристых третичных аллювиальных галечниках; 15 — неогеновые аллювиальные дислоцированные (углы падения $15-17^{\circ}$) галечники и пески; 16 — неогеновые и озерные аналогично дислоцированные пески, песчанистые глины и супеси; 17 — палеогеновые аллювиальные пестроокрашенные пески и глины; 18 — палеозойские сланцы с остатками древней коры выветривания; 19 — граниты Рз; 20 — песчаники палеозоя; 21 — известники палеозоя; 22 — линии наблюдавшихся в разрезах соотношений между разными горизонтами.

развития трудно. Можно лишь предполагать, что льды в эту эпоху распространялись из различных центров оледенений по глубоковрезанным долинам рек, так как древние ледниковые отложения залегают в эрозионных долинах. Валунный материал достигал по главным долинам рек до предгорий Алтая (см. выше; фиг. 4).

В разрезе левого берега р. Чаган, как и по притокам р. Башкауса, видно налегание на эоплейстоценовые ледниковые отложения по резко размытой поверхности нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) ледниковых пород, четко выделяющихся по цвету, выветрелости обломочного материала, формам выветривания, условиям залегания и распространению. Нижнеплейстоценовый (среднеплейстоценовый) ледниковый комплекс в пределах долин и впадин представлен двумя горизонтами морен пепельно-серого цвета, разделенных толщей флювиогляциальных галечников (до 80 м) и озерных ленточно-тонко-горизонтально-слоистых супесей, залегающих линзами среди галечников (мощностью до 40 м). Оба горизонта нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) морен видны во многих разрезах, вскрывающих строение одного и того же морфологического элемента рельефа, чаще всего в обрывах высоких террас. Нижняя из нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) морен ($gl\ Q_{II}^K$) — катунский горизонт представлена моренными крупнослоистыми суглинками с неравномерным послойным размещением валунов, как правило имеющих округлую форму. Верхний горизонт (майминский $gl\ Q_{II}^M$) состоит чаще всего из пепельно-серых супесей, неравномерно насыщенных валунами. В центральных, восточных, южных и юго-восточных районах горного Алтая эти два горизонта сливаются на междуречьях в один. В более северных участках горной зоны Алтая в областях среднегорья нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) морены прослеживаются лишь по долинам рек Катунь и Бии, причем нижний — катунский горизонт ($gl\ Q_{II}^M$) протягивается до предгорной впадины, сохраняясь в долине р. Катунь в виде промытого валунника, вскрывающегося в цоколях террас и в виде типичного валунного суглинка в разрезах высоких террас в низовьях притоков р. Катунь (фиг. 12). Верхний майминский ($gl\ Q_{II}^M$) горизонт прослеживается до с. Майма по долине р. Катунь и до истоков р. Бии у с. Артыбаш, заканчиваясь здесь мощными накоплениями конечных морен.

По долинам большинства притоков р. Катунь верхний майминский горизонт морены ($gl\ Q_{II}^M$), не выходя в катунскую долину, замещается толщей аллювиальных полимиктовых серых песков, иногда обогащенных мелкой галькой. Таким образом, по резко отличным контурам площадного распространения можно уверенно говорить о самостоятельности этих двух горизонтов плейстоценовых морен, хотя в участках, близких к центрам оледенения, они сливаются в один горизонт, перекрывающий не только долины, но и все междуречья. Озерно-ледниковые супеси, залегающие среди галечников и песков между двумя горизонтами морен, содержат характерные плоские лепешкообразные округлые карбонатные конкреции. Вдали от центров, дававших начало ледникам древних нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) оледенений, толща межморенных нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) пород нередко состоит из щебенчатых и глыбовых пролювиальных суглинков и местами полимиктовых горизонтально слоистых озерных песков с пачками пепельно-серых ленточно-слоистых супесей. Из двух разрезов таких озерных и пролювиальных межморенных пород О. В. Матвеевой (1958) были определены зерна пыльцы и спор, относящиеся к спектру растительности, близкому с таковыми для ненинского горизонта четвертичных отложений Бийской аллювиальной равнины.

Все выше перечисленные данные позволяют говорить о самостоятельности стратиграфических нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) горизонтов, вероятнее всего характеризующих крупные стадии в развитии древнего нижнеплейстоценового (среднеплейстоценового) оледенения Горного Алтая.



Фиг. 12. Схема строения и условий залегания четвертичных отложений в долинах высокогорной и среднегорной областей Алтая (на примере долины р. Катунь):

1 — современные аллювиальные отложения (пески и галечники) низкой и высокой пойм (I—3—4 и II—6-метровых террас); 2—5 — верхнелейстоценовые аллювиальные и делювиальные отложения; 2 — галечники низких террас (III—12 и IV—20 м); 3 — галечники средних террас (V—30 и VI—45 м); 4 — супеси высоких террас; 5 — галечники с валунами, сформированные от перемычки нижнелейстоценовых морен; 6—9 — нижнелейстоценовые (среднелейстоценовые) ледниковые, озерно-ледниковые и аллювиальные отложения, вскрывающиеся в уступах высоких террас (VII—XIV) с относительными высотами от 60 до 200 м; 6 — майминский горизонт морены (валунные супеси); 7 — озерно-ледниковые черные гравушковые горизонтально-слоистые пески и супеси; 8 — аллювиальные и флювиогляциальные пески и галечники; 9 — катунский горизонт морены (валунные супески и супеси); 10 — зоплейстоценовые флювиогляциальные галечники в карообразных воронках, слагающие наиболее высокие уступы террас (XV—225 и XVI—240 м); 11 — палеозойские граниты; 12 — порядковые номера и относительные высоты террас; 13 — наблюдавшиеся разрезы и соотношения.

Нижнеплейстоценовый (среднеплейстоценовый) комплекс морен распространялся на площади Горного Алтая неравномерно, границы и мощности древних льдов, степень перекрывания ими междуречий были различны для районов с неодинаковым количеством осадков, выпадавших в виде дождя и снега. Именно, малым количеством осадков в юго-восточных районах объясняется отсутствие ледниковых накоплений в Чуйской впадине. В ее пределы выходили лишь мощные ледники по системе троговых долин бассейна рек Чагана, Ирбисту, Елангаша и на крайнем востоке из трогов, спускавшихся с хребта Чихачева. Недалеко от гор они заканчивались мощными нагромождениями конечных морен. Ледоёма в пределах Чуйской впадины, как об этом писал А. И. Москвитин (1946), не существовало. В пределах впадин (Чуйской и Курайской) в эпоху предшествующую максимальному распространению льдов и в последующую стадию их отступления (Q_{II}^H) были распространены обширные озера, береговые линии которых отчетливо прослеживаются по аэрофотоснимкам и фиксируются галечными и озерно-мергелистыми илами озерных террас (Лунгерсгаузен и Раковец, 1957).

Верхнеплейстоценовый комплекс ледниковых отложений (чибитского горизонта — $gl\ Q_{II}^r$) залегает в глубоких трогах, врезанных в морены и другие ледниковые отложения нижнего (среднего) плейстоцена. В разрезах по р. Чагану удалось видеть прислонение этой супесчаной морены (чибитского горизонта) к отложениям верхнего плиоцена, нижнего (среднего) плейстоцена (см. фиг. 11, А).

Границы распространения льдов верхнеплейстоценовой эпохи (чибитского времени — Q^c) могут быть точно установлены по расположению их конечных морен, ограничивающих площади развития на водораздельном высокогорном плато типично ледникового рельефа с озерами выпавивания, подпруживания и положительными аккумулятивными формами ледникового рельефа в виде озв и кам. Типичные гряды конечных морен Чибитского оледенения хорошо выражены около пос. Чибит, в долине р. Катунь против устья р. Аккема и во многих других пунктах.

На некотором расстоянии от этих гряд конечных морен, сформированных в этап максимального развития верхнечетвертичных оледенений, располагается система стадийных гряд, которая мною условно отнесена к позднеледниковой стадии верхнеплейстоценового оледенения и названа мёнской (см. схему 2). Л. Н. Ивановский (1957) склонен считать конечно-моренную гряду этого возраста, отвечающую максимальной стадии развития позднеплейстоценовых ледников, выделяемой им под наименованием мультинской синхронной ранее называвшейся мною (1953) и В. В. Шарковым (1947) аккемской. Между грядами морен чибитского и мёнского или аккемского горизонтов располагаются отложения аллювия со слоями погребенных торфянистых глин, вскрывающихся в разрезах террас с рельефом взбугренных торфяников (например по долине р. Кара-Кудюра и др.), прорезанным современным руслом рек. Установленный для торфяника этого времени спорово-пыльцевой спектр растительности (по О. В. Матвеевой, 1958) скорее указывает на формирование этих пород в раннем голоцене (по преобладанию пыльцы кедра с небольшой примесью березы, ели и единичных зерен пихты).

Таким образом, в пределах высокогорной области Алтая весьма полно представлены все горизонты ледниковой формации четвертичной системы, соотношения их можно наблюдать в великолепных обнажениях по берегам рек Чагану и Кубадру (фиг. 11, А и 11, Б). Менее широко на площади высокогорной и еще реже среднегорной областей горной зоны (В) Алтая распространены щебенчато-глыбовые породы и щебенчатые суглинки пролювиальных и осыпных отложений. По взаимоотношению их

с горизонтами ледниковых и частично аллювиальных отложений среди пролювиальных и осыпных пород Горного Алтая выделяются разновозрастные горизонты, относящиеся к нижнему и верхнему плейстоцену и к голоцену.

Аллювиальные отложения в пределах долин высокогорного плато представлены главным образом верхнеплейстоценовыми и голоценовыми горизонтами. Лишь кое-где в долинах, не выполнявшихся ледниками, распространен ниже- (средне-) и эоплейстоценовый аллювий. Так, по некоторым притокам крупных долин рек Алтая (по притокам нижних отрезков рек Чуи, Катунь, Бий и др.) эти горизонты галечного аллювия слагают высокие террасы или выполняют широкие днища, высоко высящие над современным уровнем основных рек Алтая. При выходе из таких долин в главные, речки обрываются высокими водопадами. Не остается сомнения, что аллювий таких притоков главных рек откладывался в условиях подпирания их ледниками, спускавшимися в нижнем (среднем) плейстоцене по главным долинам.

3. МОРФОЛОГИЯ СРЕДНЕГОРНОЙ ОБЛАСТИ ЛИТОМОРФНОГО РЕЛЬЕФА С ДОЛИНАМИ РЕК, ИМЕВШИМИ СТОК ЛЕДНИКОВЫХ ВОД И БЕЗ ТАКОВОГО

Северо-восточные, северные и северо-западные районы горной зоны (В) Алтая относятся к области среднегорья с абсолютными высотами 1000—1800 м и с размахом рельефа от 500 до 1000 м. Среднегорная область составляет наиболее резко расчлененные долинами рек районы, в пределах которых древний третичный мелкосопочный рельеф может быть прослежен лишь по единственному высотному уровню узких хребтов. Местами над его воображаемой поверхностью возвышаются единичные останцовые вершины, сложенные интрузивными породами. На поверхности таких вершин на их более крутых склонах, обращенных на северо-восток, располагаются развалы курумников. Местами, на более высоких вершинах встречаются единичные ледниковые формы рельефа.

Кое-где по границе высоко- и среднегорных областей Алтая располагаются эрозионно-тектонические впадины (Усть-Канская, Урсульская), менее резко очерченные, чем межгорные впадины высокогорья.

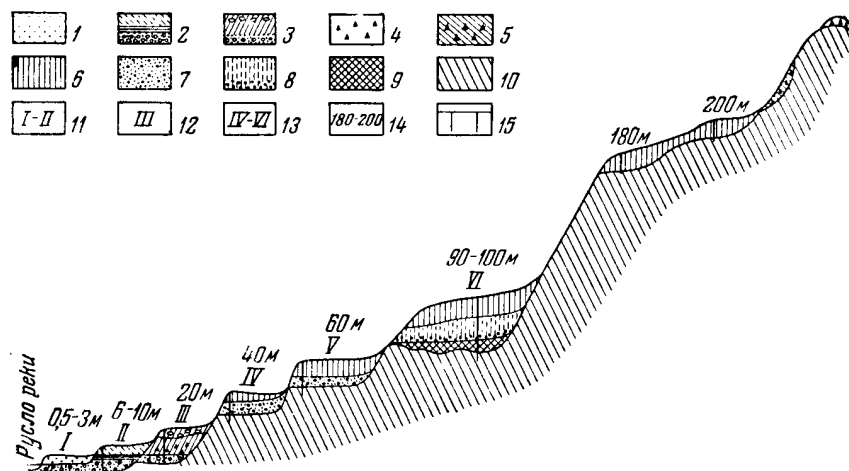
Кайнозойские отложения среднегорной области

Серия четвертичных отложений среднегорной области наиболее полно сохранилась в пределах впадин, подстилаясь иногда третичными осадками, представленными рыхлыми суглинистыми пестроцветными продуктами коры выветривания и налегающими на них третичными, белыми кварцевыми песками, глинами и галечниками. Днища среднегорных впадин заполнены аллювиальными галечниками, переслаивающимися с щебенчатыми пролювиальными суглинками. В то время как узкие гребни хребтов и значительная часть их склонов прикрыты лишь маломощными элювиальными и элювиально-делювиальными щебенчатыми суглинками.

Ледниковые отложения в области среднегорья прослеживаются лишь по долинам главных рек Алтая: Бий, Катунь и долинам их более крупных притоков, начинающихся своими верховьями в участках высокогорных ложбин (бывших ледоемов) у основания склонов альпийского рельефа. В долинах же северо-западных районов среднегорья, берущих свое начало среди более низких гор, следов пребывания в них ледников не подмечалось, хотя эти долины (Песчаная, Ануй) и располагаются на одних и тех же широтах и в однородных климатических условиях с долинами крупных рек. По долинам рек северных и северо-восточных районов среднегорья ледниковые породы представлены одним или двумя горизонтами (катунским, а по долине р. Катунь и майминским) нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) морен и водноледниковыми га-

лечниками, песками, вскрывающимися в многочисленных уступах высоких эрозионных террас. Верхнеплейстоценовые отложения в тех же долинах образованы галечниковым аллювием комплекса низких террас. Таким образом, строение четвертичных отложений северных и северо-восточных районов среднегорья сходно со строением долин более резко расчлененного высокогорного плато (см. фиг. 12).

В долинах рек, пересекающих область среднегорного рельефа северо-западных районов Алтая, прослеживается достаточно выдержанная



Фиг. 13. Схема строения четвертичных отложений в области внеледникового рельефа среднегорья северо-западных районов Алтая (по разрезам в бассейнах рек Песчаной и Ануя)

1 — современные аллювиальные галечники и пески (поймы); 2 — поздние-верхнеплейстоценовые аллювиальные галечники, пески и супеси II террасы; 3 — верхнеплейстоценовые аллювиальные галечники и солифлюкционные валунные глины III террасы; 4 — глыбовый элювий на высоких вершинах; 5 — щебенчатый делювий на склонах гор; 6 — лёссовидные палео-бурые суглинки; 7 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) аллювиальные галечники IV и V террас; 8 — эоплейстоценовые аллювиальные пески с галькой и горизонтально-слоистые лёссовидные супеси; 9 — красноцветные эоплейстоценовые делювиальные глины; 10 — складчатые породы палеозоя; 11 — низкие террасы; 12 — средняя терраса; 13 — высокие террасы; 14 — наивысшие террасы; 15 — линии наблюдавшихся разрезов.

система речных террас (наивысших: 180 и 220 м; высоких: VI — 90—100 м, V — 60 м, IV — 40 м; низких: III — 20 м, II — 6—10 м и 0,5—3 м) над уровнем рек.

В строении этих террас принимают участие покровные (делювиальные и, видимо, эоловые) лёссовидные суглинки ниже- (средне-) и верхнеплейстоценового возраста и аллювиальные отложения всех ярусов четвертичной системы, отвечающие разновозрастным горизонтам ледниковых отложений высокогорной области. Строение и условия залегания разновозрастных горизонтов четвертичных отложений северо-западных районов Алтая в долинах, не имевших ледникового стока, передается фиг. 13. Параллелизация выделяющихся здесь разновозрастных горизонтов аллювия с соответствующими ледниковыми горизонтами (схема 2) высокогорного Алтая проведена на основании анализа истории развития долин рек Песчаной и Ануя и сопоставления ее с историей развития долины р. Катунь, обладавшей ледниковым стоком. Такое сопоставление в процессе дальнейших исследований должно быть проверено палеонтологическими материалами.

Северной своей границей на отрезке от долины р. Чарыша до р. Песчаной и несколько восточнее область среднегорья обрывается резкими уступами (фас Алтая) к поверхности увалистой подгорной равнины. Террасы в долинах рек Песчаной и Ануя в горах выражены для более

высоких уровней эрозионными уступами, сложенными скальными породами. На высоких и низких террасах сохраняется маломощный крупногалечный покров. Непосредственно к северу от фаса гор долины рек приобретают резко иной характер. Ущелистые, узкие, глубокие в горах, они становятся широкими на равнине. Здесь распространены только аккумулятивные террасы, и высота наиболее древней и высокой из них достигает всего лишь 20 м. Проследивая неотектоническую зону разлома фаса Алтая по простиранию, можно видеть, что она представляет собой ряд крутых склонов, фестончатых выступов палеозойских пород, на северо-западе резко поднимающихся над алтайской равниной, а восточнее долины р. Катунь над поверхностью холмистых предгорий (с уступом в 900 м высоты — см. фиг. 1). Восточным продолжением этой широтной зоны неравномерных поднятий гор является широтный отрезок Телецкого озера. Время оформления тектонического уступа фаса⁵ Алтая относится к концу плиоцена и всему эоплейстоцену; об этом свидетельствует резко различное высотное положение красно-бурых эоплейстоценовых глин и подстилающей их плиоценовой коры выветривания по обе стороны от зоны разломов, прослеженное автором в районах с. Белокурихи, Телецкого озера и других пунктах (Щукина, 1956).

В. ЗОНА НИЗКОГОРЬЯ И ГОРНО-ХОЛМИСТЫХ ПРЕДГОРИЙ С ДОЛИНАМИ РЕК, ИМЕВШИМИ СТОК ЛЕДНИКОВЫХ ВОД, И ПОДПРУЖЕННЫМИ ЛЕДНИКОВЫМИ ВОДАМИ

1. МОРФОЛОГИЯ НИЗКОГОРЬЯ И ГОРНО-ХОЛМИСТЫХ ПРЕДГОРИЙ

На северо-западе и особенно большие площади на северо-востоке Горного Алтая занимают районы промежуточной (между горной — В и равнинной — А зонами) зоны низкогорья и горно-холмистых предгорий. Абсолютные высоты в ее пределах колеблются на междуречьях от 400 до 900 м. Среди них выделяются три высотные ступени: более высокая с отметками вершин 600—900 м и относительными превышениями от 200 до 500 м, вторая 500—600 м высоты с относительными превышениями 200—300 м и третья от 400 до 600 м размахом рельефа до 150 м. Поверхность последних сливается с рельефом широких плоских ложбин, уходящих своими верховьями вдоль современных долин рек, как в пределы низкогорного (600—900 м высоты), так и среднегорного рельефа (1000—1800 м высоты). Для горно-холмистой зоны, кроме широких плоских ложбин, типично наличие останцевых вершин с абсолютными высотами от 1000 до 1200 м мелкобугристого рельефа. Типичные формы этого третичного рельефа и характер связанных с ними третичных и четвертичных отложений для предгорий более полно выражены на северо-востоке Алтая в бассейне р. Бии на р. Лебедь (см. фиг. 1).

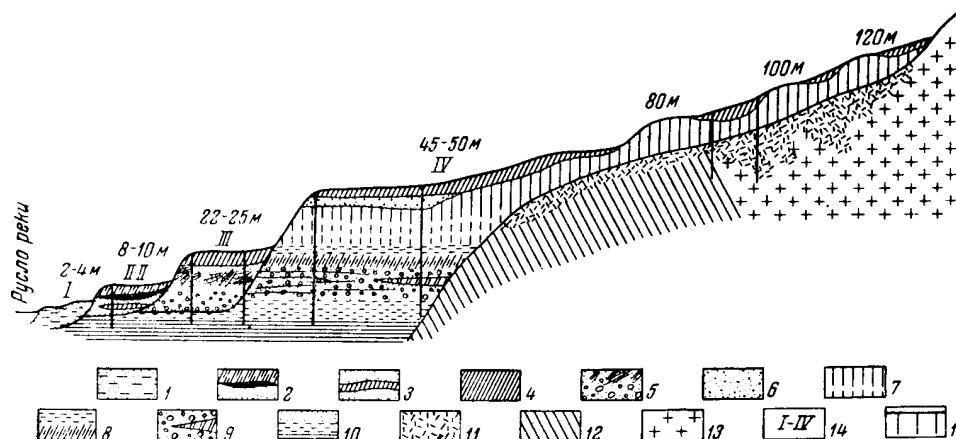
2. КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЗКОГОРЬЯ И ГОРНО-ХОЛМИСТЫХ ПРЕДГОРИЙ

Третичные породы здесь встречаются на междуречьях, где они вскрываются под мощными слоями покровных буро-коричневых солифлюкционных и делювиальных суглинков. Среди третичных пород наибольшее развитие имеют рыхлые пестроцветные продукты коры выветривания, на которой кое-где, видимо, сохранились и более молодые породы палеогена⁶.

⁵ Фасом Алтая обычно называют крутой склон его горной части к предгорьям.

⁶ О наличии их приходится судить по находкам в аллювии рек, стекающих с указанных междуречий галек бурых железистых песчаников и бобовых бокситов.

Отложения четвертичной системы в зоне низкогогорья и горно-холмистого предгорья различаются по составу для долин главных рек Алтая, Бии и Катунь (районы с ледниковым стоком по долинам) и для долин их притоков (районы с ледниковым подпруживанием). В главных долинах здесь прослеживаются, участвуя в строении эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас, ледниковые отложения в виде промытых морен



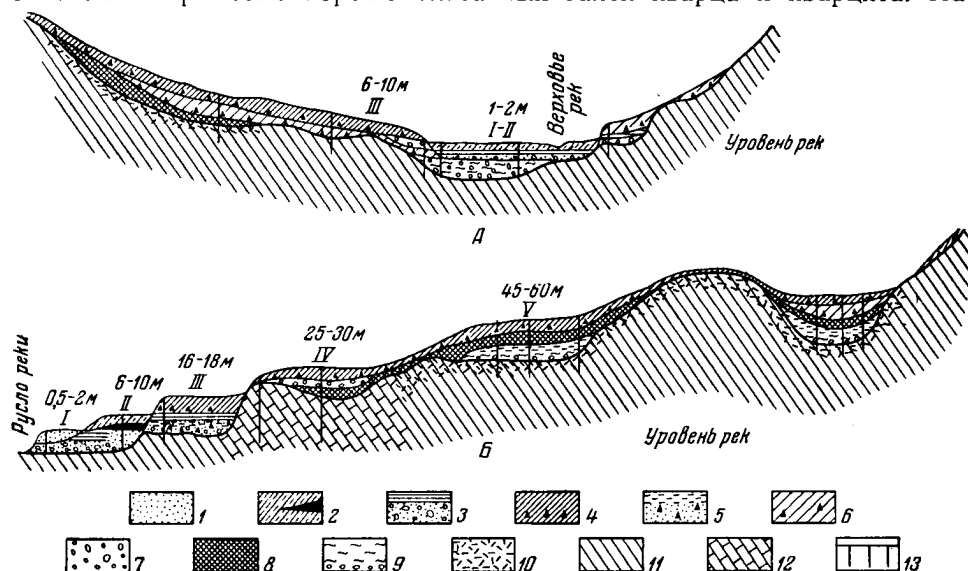
Фиг. 14. Схема строения четвертичных отложений в области холмистых предгорий по долинам рек Катунь и Бии:

1 — современные аллювиальные пески и супеси (отложения низкой поймы); 2 — позднеплейстоценовый торфяник под покровом делювиального суглинка; 3 — аллювиальные верхнеплейстоценовые пески с линзами суглинков в разрезе вторых террас (II надпойменная); 4 — делювиальные суглинки; 5 — аллювиальные верхнеплейстоценовые галечники и пески с косою слоистостью — III террасы; 6 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) аллювиальные галечники и пески IV террасы; 7 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) столбчатые лёссовидные и горизонтальнослоистые супеси; 8 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) тяжелые глины и суглинки делювиального и солифлюкционного происхождения; 9 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) флювиогляциальные галечники с линзами бурых, делювиальных суглинков; 10 — нижний горизонт нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) аллювиальных мелких песков, песчанистых глин и серых илов; 11 — третичная кора выветривания пород палеозоя; Pz — 12 — дислоцированные различные породы палеозоя; 13 — граниты; 14 — террасы; 15 — местоположения наблюдавшихся естественных обнажений.

и флювиогляциальных галечников (фиг. 14). Бывшее продвижение и заполнение долин р. Бии и Катунь древними льдами резко сказалось на характере аллювиальных отложений долин их притоков; последние развивались в условиях подпруживания. Террасы формировались в них уже после стаивания льдов в главных долинах. Высоты террас в главных долинах предгорной зоны сравнительно с теми же террасами в областях среднегорья и высокогорья значительно ниже, а именно уступы поймы имеют высоту от 0,5 до 2 м, II терраса — 6—8 м, III — 16—18 м, IV — 45—50 м (фиг. 14). По долинам притоков и в их верховьях высоты террас еще меньше, IV и V террасы морфологически почти не выражены, будучи перекрыты плащом делювиальных и солифлюкционных бурых глин (фиг. 15). Все это свидетельствует о том, что зона горно-холмистых предгорий Алтая являлась почти стабильной в отношении тектонических движений, или, точнее, испытала весьма незначительные неотектонические поднятия. Регрессивная эрозия, начавшаяся лишь со второй половины четвертичного периода, еще не достигла верхних отрезков выполненных долин притоков реки Бии, Катунь; здесь имеет место наложение более молодых аллювиальных пород на более древние (фиг. 15, А и Б).

В пределах междуречий в горно-холмистых предгорьях широко развиты элювиальные и делювиально-солифлюкционные покровные образования, представленные бурыми глинами и суглинками, обогащающимися на склонах щебенчатым материалом.

В долинах рек разновозрастные ярусы четвертичной системы представлены отложениями аллювия и частично делювия. Более древние из них, видимо, относятся еще к отложениям плиоцена. Они представлены глинистыми охристыми галечниками с выветрелой, плохо окатанной галькой ожелезненных местных пород (легко ломающейся руками) с большой примесью хорошо окатанных галек кварца и кварцита. На



Фиг. 15. Схема строения четвертичных отложений в области внеледникового горно-холмистого рельефа северо-восточных районов Алтая (по разрезам долин правых притоков рек Лебедь, Ушпы и др.):

А — в верховьях рек, Б — в нижнем течении рек. 1 — современные аллювиальные пески и супеси I террасы (поймы); 2 — поздневерхнеплейстоценовые торфяники под делювиальными суглинками; 3 — верхнеплейстоценовые аллювиальные серые глины, пески и галечники II террасы; 4 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) бурые солифлюкционные глины; 5 — нижнеплейстоценовые (среднеплейстоценовые) аллювиальные серые иловатые щебенчатые галечники III террасы; 6 — нижний горизонт нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) солифлюкционных глин; 7 — эоплейстоценовые аллювиальные галечники; 8 — красные и красно-бурые делювиальные эоплейстоценовые глины; 9 — охристо-бурые глины и кварцевые аллювиальные плиоценовые галечники; 10 — третичная неогеновая кора выветривания; 11 — дислоцированные сланцы и другие породы палеозоя; 12 — известняки палеозоя; 13 — линии наблюдавшихся разрезов и обнажений.

галечниках залегают глины бурые, иногда пестрые с линзами светлых серовато-белых, содержащих примесь каолина. Эти породы вскрыты горными выработками на междуречьях логов современной речной сети и в основании разрезов V надпойменной террасы. На размытой поверхности этих пород залегают ярко-красные и красно-бурые глины с мелкими железистыми стяжениями. Они выстилают пологие ложбины древнего рельефа, спускаясь плащом на поверхности V и IV надпойменных террас, где местами на них залегает аллювиальный галечник охристого-бурого цвета, относящийся к эоплейстоцену (нижнему плейстоцену). В строении аллювия третьей террасы принимают участие щебенчатые галечники, серые уплотненные илы и покрывающие их щебенчатые солифлюкционные суглинки. Часть илов этой террасы характеризуется спорово-пыльцевым комплексом с преобладанием среди древесины ели, другие вышележащие содержат пыльцу растений сухих холодных степей. Нижние увязываются с соусканихинским горизонтом, а верхний, как и покрывающие их щебенчатые суглинки, с горизонтами нижнеплейстоценовых (среднеплейстоценовых) ледниковых пород главных долин. Верхнеплейстоценовые отложения представлены аллювием второй низкой террасы с русловыми фациями галечников, песков и пойменными темно-серых и черных иловатых глин. Более поздние слои плейстоцена представлены

линзами погребенного торфа (Лебедский торфяник), лежащими под делювиальными суглинками. К последним прислоняются голоценовые песчаные иловатые отложения и галечный аллювий I надпойменной террасы (фиг. 15).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всего вышеизложенного видно, что распределение и строение четвертичных отложений на территории Алтая имеет свои специфические особенности для каждой из выделенных выше структурно-геоморфологических зон, областей и отдельных структурных элементов (впадин), оформившихся в третичном периоде в результате неотектонических движений. В каждой из геоморфологических зон Алтая и их отдельных районов прослеживаются характерные ряды генетических типов континентальных четвертичных пород, в связи с чем для разработки единой обоснованной схемы стратиграфического деления четвертичных (антропогенных) отложений для территории всего Алтайского региона необходимо рассмотрение отложений различного происхождения. Выше был дан разбор их строения параллельно в горных областях с широким развитием ледниковых пород всех отделов системы, в холмистых предгорьях и в предгорной равнине, где четвертичные породы накапливались в перигляциальной зоне (см. схему 2) и достаточно полно датируются палеонтологически.

В заключение мне хотелось еще раз подчеркнуть, что изучение кайнозойской истории и стратиграфии четвертичных отложений Алтая находится только в начальной стадии исследований, а потому предлагаемые в статье схемы рассматриваются их автором как первая попытка создания региональной схемы деления четвертичной системы, которая в дальнейшем, несомненно, будет уточняться и совершенствоваться. Напомню, что Алтай в целом с его горными и равнинными областями является одним из немногих районов Сибири, где четвертичные отложения представлены с наибольшей полнотой, всем разнообразием генетических типов континентальных пород, весьма богато охарактеризованных палеонтологическими данными. На территории Алтайского края достаточно четко выражены взаимоотношения между отложениями основных формаций четвертичного периода: ледниковой, перигляциальной и аллювиальной и с широко развитыми покровными лёссовидными породами и лёссами, являющимися субстратом целинных земель обширного юго-западного региона Сибири. Следует подчеркнуть отставание в изучении кайнозойской истории развития Алтайского региона и необходимость скорейшей постановки и развития здесь тематических работ для решения ряда теоретических вопросов геологии четвертичного периода Западной Сибири и горных сооружений вообще.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксарин А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в юго-восточном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5.
- Аксарин А. В. Чуйский бурогольный район в ЮВ Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, № 4.
- Архипов С. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности (Бассейн среднего течения р. Енисея). Доклады Акад. наук СССР, 1957, 112, № 1.
- Бускова М. С. Каменская ГЭС на р. Оби. Проектное задание, т. 3, ч. I. Инженерно-геологические условия района гидроузла. Л., 1955. Рукопись.
- Вдовин В. В. Кайнозойские отложения Бийско-Барнаульской впадины. 1949. Рукопись.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и Зарубежной Азии. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 100, № 6.
- Востряков А. В., Мизина И. В., Москвитин А. И. Климатические условия

- акчагыла по новым литологическим и микропалеоботаническим исследованиям В Южном Заволжье. Доклады Акад. наук СССР, 1956, 105, № 1.
- Гранэ И. Г. О значении ледникового периода для морфологии СВ. Алтая. Зап. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ., 1916, кн. 38.
- Громов В. И. Палеонтологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР. Тр. Ин-та геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, сер. геол. (№ 17).
- Громов В. И. 1. Введение к докладам о границе между третичными и четвертичными периодами на XVIII Международном геологическом конгрессе 1948 г. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1950, № 15, стр. 10.
- Громов В. И. 2. Краткий очерк истории четвертичной фауны СССР. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Громов В. И. 3. О верхней границе третичного периода. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 5, 1958.
- Громов В. И. О нижней границе четвертичного периода в свете палеонтологии млекопитающих. Мат. по четвертич. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Грязнов М. Н. Древние культуры Алтая. Мат. по изуч. Сибири, 1930, вып. 2.
- Даниловский И. В. Материалы по изучению ископаемых наземных и пресноводных моллюсков Западной Сибири. Изв. Всес. геогр. общ., 1940, № 6.
- Дубинкин С. Ф. К вопросу о пенеппене Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 2.
- Живаго А. В. Опыт применения шлихового метода при морфологическом анализе долины р. Бии (Алтай). Тр. Ин-та геогр. Акад. наук СССР, 1949, вып. 39.
- Зайцев Н. С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 57, № 9.
- Заклинская Е. Д. Стратиграфическое значение пыльцы голосеменных кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. Автореферат диссертации. М., 1954.
- Заморий П. К. Червонобурі глини півдня УССР. Тр. геол. фак. Киевск. держ. унів. ім. Шевченка, 1953, № 2.
- Ивановский Л. Н. Террасы долины Чуи. Кандид. диссертация. М., 1947. Рукопись.
- Калецкая М. С. Развитие рельефа северо-восточного Алтая. Тр. Ин-та геогр. Акад. наук СССР, 1948, вып. 39.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая. Мат. по геол. Зап. Сиб., 1939, № 41.
- Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 8, вып. 2.
- Либрович Л. С. Стратиграфические и геохронологические подразделения (их принципы, содержание, терминология и правила применения). Л., 1954.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. и Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной системы на Горном Алтае. Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода. Секция Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1957.
- Матвеева О. В. Споры-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорного Алтая. Геофизика и геология. Изв. Сиб. отд. Акад. Наук СССР. В. 1. Новосибирск, 1958.
- Москвитин А. И. Алтайские ледомы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости ее распознавания. Мерзлотоведение, 1947, № 2.
- Москвитин А. И. О стратиграфических подразделениях четвертичной системы и истории вюрмской эпохи (верхнего плейстоцена) в Европейской части СССР. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1949, № 14.
- Москвитин А. И. О возможности применения единой стратиграфической шкалы к четвертичным отложениям Западной Сибири. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1953, № 19.
- Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1954, № 3.
- Москвитин А. И. З приводу статі О. Н. Вознесенського «Розчленування ярусу червонобурхих глин, як залягають у північному район лівобережжя нижнього Дніпра». Геол. журн. Акад. наук Укр. ССР, 1955, 15, вып. 3.
- Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936, № 1.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. Мат. по геол. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, вып. 13 (56).
- Нехорошев В. П. Геологическое строение окрестностей Бийска. Геол. вестн., 1928, 6, № 4—6.
- Нехорошев В. П. 1. Древнее оледенение Алтая. Тр. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1932, вып. 1.

- Нехорошев В. П. 2. Матерналы для геологии Горного Алтая. Тр. Геол. развед. объедин., 1932, вып. 177.
- Нехорошев В. П. Основные черты геологии и тектоники Алтая. В кн.: Ойротия. М.—Л., изд. Акад. наук СССР, 1937.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. Мат. по геол. Зап. Сиб., 1940, № 12(54).
- Никифорова К. В. Изучение истории континентального развития восточного склона Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 53.
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. Ин-та геол. наук СССР, 1953, вып. 141, геол. сер. (№ 58).
- Николаев В. А. Некоторые данные о фауне унioniid Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1938, вып. 1.
- Николаев Н. И. О нижней границе четвертичной системы по данным анализа новейших тектонических движений. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1950, № 15.
- Обручев В. А. 1. Алтайские этюды. 1. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землеведение, 1915, 4, кн. 4.
- Обручев В. А. 2. Алтайские этюды. 2. О тектонике Русского Алтая. Землеведение, 1915, 4, кн. 3.
- Овечкин Н. К. Всесоюзное совещание по общим вопросам стратиграфической классификации и его итоги. 17—22 января 1955. Сов. геол., 1955, сб. 45.
- Петров Б. Ф. Древняя кора выветривания и послетретичные отложения западной части Кузнецкого Алатау. Исслед. по возрасту генезиса почв. 1939, 19, вып. 2.
- Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, 1933, вып. 6.
- Рагозин Л. А. О соотношении террас Центрального Алтая и предгорий в системе р. Катунь. В кн.: Труды 2-го Всесоюзного географического съезда в Ленинграде. М., 1948.
- Разумовский Ю. В. и Хохловкина В. А. Отчет об инженерно-геологических изысканиях для Каменской ГЭС на р. Оби. Л., 1955. Рукопись.
- Семенов А. И. К вопросу о возрасте красно-бурых глин юго-восточной части Рудного Алтая. Мат. Всес. научн.-исслед. геол. инст., сер. геол., 1948, 8.
- Сергеев С. М. Позднепалеолитическая стоянка в окрестностях г. Бийска Алтайского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, № 6.
- Сосновский Г. П. Палеолитические стоянки около Бийска. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода (INQUA), 1937, вып. 3.
- Сосновский Г. П. Археологические исследования в РСФСР 1934—1936 гг., М., изд. Акад. наук СССР, 1941.
- Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории юго-восточного Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5 и № 6.
- Тезисы докладов Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем (секция четвертичной геологии). Л., 1957.
- Шарков В. В. Еще о третичном оледенении Алтая. Природа, 1950, № 6.
- Шарков В. В. и Дибнер В. Д. Отчет о маршрутных исследованиях в нижнем и среднем течении р. Катунь летом 1946 г. Л., Рукопись, 1947.
- Шукина Е. Н. Третичные отложения Чуйской и Курайской степей в Горном Алтае. 1938. Рукопись.
- Шукина Е. Н. О возрасте отложений высоких террас среднего течения р. Чусовой. Тр. Ин-та геол. наук, Акад. наук СССР, 1947, вып. 88, геол. сер. (№ 26).
- Шукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., 1956.
- Шукина Е. Н. Континентальные третичные отложения Среднего Урала. Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1959, вып. 17.
- Шукина Е. Н. и Заклинская Е. Д. Некоторые данные к стратиграфии четвертичных отложений предгорий Алтая. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1949, № 14.
- Шукина Е. Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий (объяснительный текст к картам масштаба 1 : 500 000. 1) геоморфологической и 2) кайнозойских отложений, ч. I и II. Часть I с участием Шорыгиной. 1953. Рукопись.
- Яковлев С. А. 1. О границе между плиоценом и плейстоценом в Европейской части СССР. Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1950, № 15.
- Яковлев С. А. 2. Терминология подразделения четвертичной системы. Природа, 1950, № 10.
- Granö I. G. Les formes du relief dans l'Altai russe et leur genese. Fennia. 1917, 40, N 2. Pt IX. Proc. of sect. H.: The pliocene-pleistocene boundary. London, 1950.
- Granö I. G. Das Formengebände des Nordöstlichen Altai. Turku, 1945. (Turicun Hiopiston Julkaisuja Ann. U. T., Sarja A, 8).
- International Geological Congress. Report of the eighteenth session Great Britain, 1948.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск, 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

Л. Д. ШОРЫГИНА

**СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОЙ ТУВЫ**

ВВЕДЕНИЕ

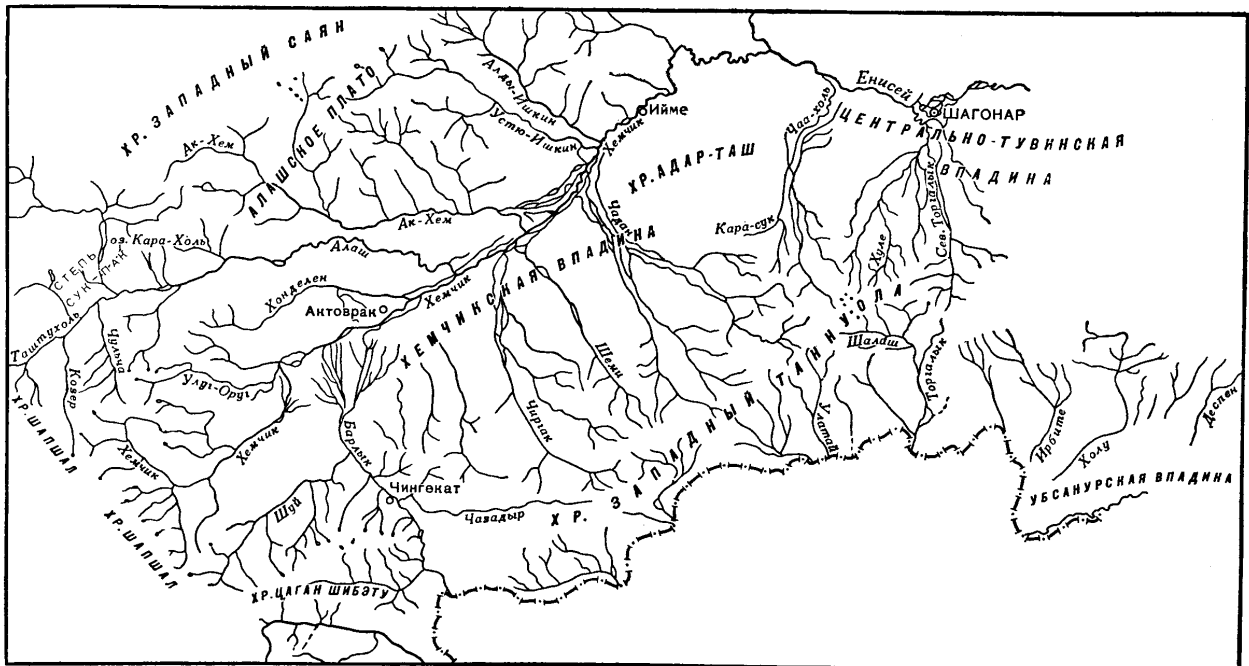
Кайнозойские отложения Тувы находятся в начальной стадии своего изучения, поэтому выработка местной стратиграфической схемы связана с большими трудностями. Все же накопленный материал позволяет наметить основные стратиграфические вехи для кайнозойских отложений Западной Тувы, которые и излагаются ниже.

Опубликованные и рукописные работы по кайнозойским отложениям Западной Тувы, а также по смежным и сопредельным районам крайне немногочисленны. Геологи Л. Клеменец, В. А. Обручев (1916), Г. И. Потанин (1883), З. А. Лебедева (1938), С. В. Обручев (1946, 1950^{1, 2}, 1953), М. Л. Лурье (1948), А. П. Божинский и геоморфологи И. С. Гудилин и Н. Г. Нордега (1950) касались вопросов строения кайнозойских отложений попутно с изучением других и фиксировали свое внимание, главным образом, на наиболее хорошо сохранившихся верхнечетвертичных отложениях, почти упустив из виду более древние кайнозойские осадки.

В этом отношении исключение представляет только работа З. А. Лебедевой, которая кратко наметила некоторые вехи истории всего кайнозоя. Подводя итоги своим наблюдениям по геологи Тувы, она приходит к выводу, что в течение четвертичного периода хребты Западной Тувы трижды покрывались ледниковым покровом. Последний из этих покровов, видимо, представлял собой стадию второго оледенения. Первое оледенение, имевшее характер покровного, было отделено от последующего крупными поднятиями, которые привели к перестройке и врезанию гидрографической сети и, в частности, к изменению положения долины р. Енисея, располагавшейся ранее к югу от его современной долины. Эти же поднятия привели к оформлению хребта Танну-Ола и Картушинского, в результате чего Центрально-Тувинская впадина резко отделилась как от территории Монголии, так и от Минусинской впадины.

Для смежных с Тувой районов по Монголии (Иванов, 1949), по Саянам (С. В. Обручев, 1946, 1949, 1950, 1953) и ряду других регионов также имеются лишь самые обрывочные данные, касающиеся стратиграфии кайнозойских осадков.

Особняком стоит Горный Алтай, где имеется ряд работ В. А. Обручева (1951) и В. П. Нехорошева (1932) и детально разработанная Е. Н. Щукиной схема кайнозойских отложений, обоснованная фауной и флорой (см. статью Е. Н. Щукиной в настоящем сборнике).



Фиг. 1. Схема расположения основных орографических элементов и гидрографии Западной Тувы.

Распределение и строение покрова кайнозойских отложений Западной Тувы находится в тесной зависимости от ее рельефа, обязанного своим происхождением в основном неотектонике. Проявление последней, выражающейся в значительной степени в виде глыбовых и отчасти сводовых нарушений, приводит к значительному разобщению сплошности покрова четвертичных осадков и способствует его размыву, что увеличивает трудности сопоставления четвертичных осадков, развитых в различных участках Западной Тувы.

Климатическая обстановка в Западной Туве, испытывавшая в течение всего кайнозоя влияние сухого климата Монголии, не способствовала дезинтеграции пород, участвовавших в геологическом строении Тувы. Результатом этого явилось наличие лишь ограниченного количества исходного обломочного рыхлого материала, пригодного для переработки и отложения различными геологическими агентами в течение кайнозоя.

Обе вышеуказанные причины — специфика морфологии и сухость климата — не способствовали накоплению мощных толщ кайнозойских осадков, в связи с чем разрез их в Западной Туве не отличается ни большой полнотой, ни большой мощностью.

Однако в ряде пунктов Западной Тувы кайнозойские отложения образуют значительные накопления, каждый из горизонтов которых имеет настолько специфические черты, что они поддаются стратиграфическому подразделению и корреляции на значительных расстояниях. Ввиду того, что распределение кайнозойских отложений вообще, а также распределение их генетических типов находится в теснейшей зависимости от условий рельефа, остановимся вкратце на его характерных чертах (фиг. 1).

МОРФОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

Характер морфологии Западной Тувы определяют три крупных горных хребта: на севере и северо-западе Саянский хребет с его отрогами, на юге Западный Танну-Ола и связанный с ним хребет Цаган Шибу, а на крайнем западе, отделяя Туву от Горного Алтая, хребет Шапшал. Отдельные вершины этих хребтов, превышающие 3000 м абсолютной высоты, сильно экзарированы, так как являлись центрами оледенений.

Высокогорные вершины Западной Тувы окружены участками высокогорных и среднегорных плато, поверхность которых занимает большую площадь, чем поверхность хребтов. Участки плато сильно расчленены последующей эрозией.

Горные хребты и примыкающие к ним плато разделены межгорными впадинами: Хемчикской и Центрально-Тувинской в центральных частях района и Убсанурской на юге его. Абсолютные отметки дна впадин достигают 540—600—700 м.

Выполженный рельеф впадин осложнен наличием низкогорных холмов, высота которых достигает 1000—1200 м над уровнем моря. Кроме отмеченных крупных впадин, среднегорные и высокогорные хребты, а также области развития низкогорных холмов расчленяются рядом мелких внутригорных впадин и ложбин, которые местами использовались древней гидрографической сетью. Последняя в настоящее время или целиком отмерла, или мигрировала из центральных частей этих впадин к их периферии.

Поверхность Западной Тувы прорезается значительным количеством речных долин. Здесь располагается верхнее течение р. Енисея, который использует для своей долины Центрально-Тувинскую впадину. Крупным притоком Енисея является р. Хемчик, на значительном протяжении располагающаяся в пределах Хемчикской впадины. Остальные реки

Западной Тувы имеют небольшие размеры, но в большинстве случаев довольно глубоко врезаются в склоны вышеуказанных хребтов и обрамляющих их высокогорных и среднегорных плато. Склоны долин всех рек в большей или меньшей степени террасированы. Однако террасы сохранились в большинстве случаев обрывочно в связи с резким вре-
занием речных русел и подмывом склонов.

Наиболее крупные речные долины Западной Тувы сопровождаются тремя комплексами террас. Высоты этих комплексов сильно колеблются в связи с тем, что последующие тектонические движения имели дифференцированный характер, и врез речных долин происходил неравномерно. Положение верхнего комплекса террас над современным уровнем рек колеблется от 60 до 200 м, а средний и нижний комплекс террас имеет высоту от 2—3 до 60 м. В области борта гор верхний комплекс террас обычно оборван, а в пределах впадин его аллювий погребен. По долине р. Енисея имеется еще один более высокий террасовый уровень, лежащий на высоте от 200 до 350 м над современным урезом р. Енисея, но он обычно сильно разрушен последующей эрозией и сохранился только в виде террасовидных останцов. Большинство притоков р. Енисея и р. Хемчика ориентированы перпендикулярно простиранию хребтов, но имеется небольшое количество рек, расположенных параллельно хребтам. Они являются наследием иного, более древнего рельефа, развитого в пределах Тувы в третичном периоде.

Как указывалось выше, современный рельеф Тувы в главных чертах обязан своим происхождением неотектоническим движениям, которые интенсивно протекали на грани третичного и четвертичного периодов и в отдельные моменты четвертичного периода. Именно эти движения превратили разбираемый участок земной поверхности в высокогорную область. Однако детальное изучение поверхности Тувы показывает, что, наряду с преобладанием форм обновленного рельефа, здесь широко распространены реликтовые формы, принадлежащие более древней стадии развития рельефа, предшествовавшей его обновлению.

Среди элементов древнего рельефа наиболее хорошо выраженными являются участки древних водоразделов, совпадающие с поверхностью некоторых современных водоразделов и особенно хорошо развитых в пределах Алашского плато; участки древних сухих ложбин, расположенные в зонах тектонических нарушений, и участки древней гидрографической сети, также частично использованной современными реками, а частично приуроченной к пониженным, перевальным участкам хребтов.

Древние формы рельефа развиты довольно широко и отсутствуют только в областях наиболее интенсивной деятельности четвертичных экзогенных и эндогенных агентов, как, например, на сильно врезанных и омоложенных участках речных долин; на участках, совпадающих с зонами молодых нарушений, где интенсивно развивались процессы делювиального и пролювиального сноса, омоловившие не только склоны, но и водоразделы, имеющие вид разобщенных останцов; на площадях, испытавших наиболее сильное тектоническое поднятие и дробление, с развитием в их пределах следов оледенения с типичными каровыми и троговыми формами.

Некоторая переработанность древнего рельефа наблюдается в области развития вечной мерзлоты, но здесь она достигает сравнительно небольших размеров, и основные черты древнего рельефа часто можно восстановить.

Поверхность, слагающую комплексы древних форм рельефа, обычно называют «древним пенепленом», однако в изученном районе она как по разнообразию слагающих ее форм, так и по относительным высот-

ным амплитудам довольно далека от настоящего пенеплена, в связи с чем этот термин для горного рельефа Тувы может быть использован только условно, понимая под ним всю совокупность различных элементов поверхности древнего рельефа, выработанную в третичном периоде и имеющую иной характер, чем поверхность четвертичного рельефа.

Таким образом, современный рельеф Тувы является сочетанием молодых и древних черт рельефа. К формам древнего рельефа приурочено развитие третичных и частично нижнечетвертичных отложений, в то время как более молодые отложения развиты как среди реликтового, так и среди более молодого рельефа.

КАИНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

I. Третичные отложения

Разрез кайнозойских отложений Западной Тувы начинается толщей неогеновых и частично, возможно, верхнепалеогеновых осадков, которые во всех известных обнажениях вскрываются в прибортовых частях впадин, образующих предгорные ступени, прорезанные молодой овражной сетью.

Наиболее полно неогеновые осадки вскрыты в пределах Убанурской впадины (фиг. 2). Здесь около так называемого Козьего оврага, лежащего к западу от устья р. Деспен, они вскрываются из-под четвертичных отложений на участке развития предгорной ступени, сопровождающей южный склон хр. Танну-Ола. Вся эта толща дислоцирована, имея довольно крутое падение. На участке, расположенном ближе к борту гор, слои неогена стоят почти на головах. При удалении от последнего на расстояние около 1 км происходит выполаживание слоев и их угол падения здесь не превышает 30°. Далее происходит еще большее выполаживание слоев, и у границы предгорной ступени они лежат почти горизонтально.

Наиболее древний нижний из обнаруженных в Козьем овраге горизонтов, названный нами «нижним обломочным», представлен супесями, суглинками и глинистыми песками, обычно содержащими примесь всевозможного обломочного материала из щебня, гравия и галек. Последние иногда явно заимствованы из расположенных в хребте палеозойских конгломератов. В отдельных прослоях насыщение крупнообломочным материалом настолько велико, что они переходят в брекчию, которая часто цементируется карбонатами.

В других прослоях видна обратная картина: происходит обеднение грубым обломочным материалом и обогащение глинистым, содержащим сравнительно небольшую примесь песка. Глина окрашена в яркие кирпично-красные и красно-бурые тона. Весь горизонт крупно-горизонтально-слоистый, причем мощность прослоев колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, в то время как общая мощность горизонта достигает 120 м.

Приуроченность осадков к борту гор, общий слабо обработанный характер обломков, включенных в породу, их слабая сортированность, а также аналогичный петрографический состав обломочного материала с материалом коренных отложений прилегающих участков гор заставляют относить их к пролювиальным.

Отложения, подобные описанным, известны еще на одном из участков Убанурской впадины и вскрываются в верховье Заячьего оврага, прорезающего предгорную ступень хр. Танну-Ола в Убанурской впадине, немного восточнее устья р. Деспен. Здесь они вскрыты всего на 2—3 м и большого интереса не представляют.

Определение возраста разобранного горизонта в пределах Убсанурской впадины затруднено, так как никаких органических остатков он не содержит. Его пространственная связь с серией третичных осадков говорит о его безусловной принадлежности к отложениям того же возраста. Вне пределов впадины имеется разрез, приведенный ниже, в котором отложения подобного же характера содержат пыльцу, на основании изучения которой возможно отнести нижний обломочный горизонт к палеогену.

Время формирования обломочного горизонта связано с довольно резкими тектоническими подвижками в пределах южной прибортовой части хр. Танну-Ола, которые привели к появлению крутых обнаженных склонов, давших источник для щебенчатого материала. Тектонические движения возобновились также после отложения этого горизонта, что привело к общей дислоцированности всей толщи третичных отложений.

Непосредственно на горизонт из обломочных пород в Козьем овраге ложится горизонт озерных отложений, нижняя часть которого представлена преимущественно глинисто-алевритовыми осадками, в которые вклиниваются прослои косослоистого песка аллювиального происхождения. Он начинается маломощным прослоем кварцевого, серо-буроватого песчаника, залегающего несколько несогласно на нижерасположенном прослое песчаных глин. Песчаник переполнен ядрами и отпечатками унионид. Более высокие части горизонта состоят из переслаивания маломощных песчано-алевролитовых и глинисто-песчаных прослоев, среди которых имеются отдельные очень тонкие прослои мергеля и песчаника, местами содержащих фауну остракод. Общий цвет описанного горизонта палево-серо-буроватый. Мощность его достигает здесь 45 м. Все прослои в описанном горизонте имеют падение к югу, причем угол их падения по мере движения вверх по разрезу и одновременно удалению от борта гор постепенно выполаживается.

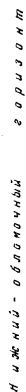
Кроме Козьего оврага, описываемая пачка глинисто-алевритовых отложений обнажена еще в двух пунктах Убсанурской впадины. В Заячьем овраге они представлены серией осадков, состоящих из чередования алевролитовых и глинисто-песчаных прослоев общей мощностью около 80 м. Эти осадки ложатся на слой щебеночника, принадлежащего обломочному горизонту, описанному по разрезам Козьего оврага. Однако граница между обоими горизонтами проводится здесь несколько условно, так как отдельные прослои щебеночника небольшой мощности прослеживаются и выше, в горизонте песчано-алевритовых и глинистых осадков.

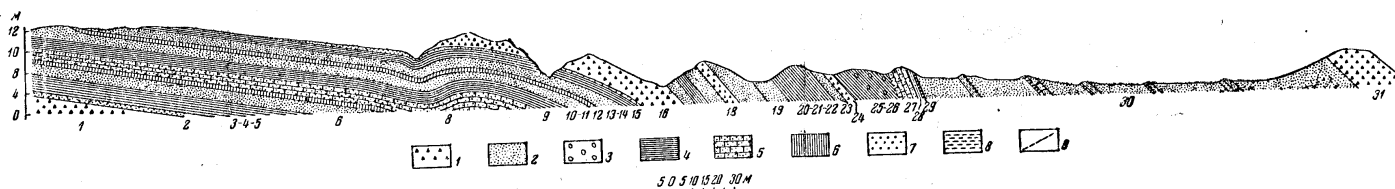
В одном из глинистых прослоев средней части разреза Заячьего оврага имеется значительное количество унионид, раковины которых сильно разрушены. Верхняя часть разреза Заячьего оврага очень однообразна и состоит из мелкозернистых слабо глинистых песков, содержащих лишь редкие маломощные глинистые прослои.

Здесь, так же как и в Козьем овраге, слои дислоцированы, при этом дислокация их имеет несколько более сложный характер, в результате чего общее падение слоев к югу осложнено небольшим сбросом и пологой складкой, что можно видеть из приложенного схематического профиля (фиг. 3).

Следующий пункт, где были обнаружены выходы глинисто-алевритового горизонта озерных отложений, располагается в небольших овражках, прорезающих поверхность предгорной ступени в приустьевой части р. Холу.

Постель толщи глинисто-алевритовой пачки озерных отложений здесь не обнажена, поэтому не ясно, на чем этот горизонт залегает (фиг. 4). Так же как и в приведенных выше разрезах, глинисто-алевритовая пачка в районе р. Холу представлена чередованием глинистых и алевритовых

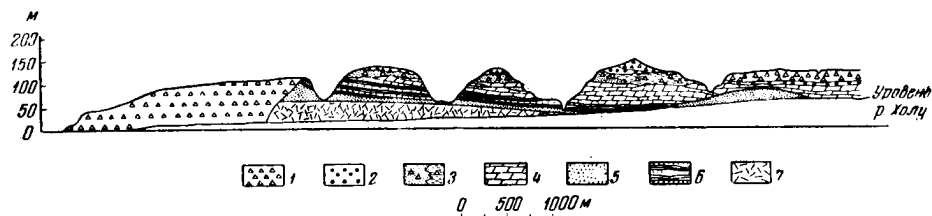




Фиг. 3. Схема строения третичных отложений Убсунурской впадины по Заячьему оврагу к востоку от долины р. Деснен.

1 — щебень; 2 — песок; 3 — фауна моллюсков; 4 — глина; 5 — песчанка; 6 — глина песчаная;
7 — конгломерат; 8 — суглинок; 9 — линия нарушений.

прослоев, среди которых чаще, чем в Козьем овраге, встречаются прослой мелоподобного мергеля и известняка. В некоторых алевроитовых и мергелистых прослоях имеются скопления остракод.



Фиг. 4. Схема строения кайнозойских отложений по правобережью р. Холу в Убсанурской впадине:

1 — среднечетвертичный пролювий; 2 — среднечетвертичный аллювий; 3 — нижнечетвертичный пролювий и отложения балок; 4 — мергельно-глинистая пачка миоцен-плиоценовых озерных отложений; 5 — песчаные аллювиальные прослой в озерных осадках миоцен-плиоцена; 6 — глинисто-алевритовая пачка миоцен-плиоценовых озерных отложений; 7 — осыпь.

Имеется также несколько выклинивающихся рыхлых песчаных прослоев аллювия, из которых один, приуроченный преимущественно к нижней части пачки, является особенно выдержанным. Внутри этих прослоев, состоящих из кварцевого песка, наблюдается прекрасно выраженная косая слоистость (фиг. 5) типа аллювиальных потоков. Приведенные данные показывают, что в озеро периодически внедрялись аллювиальные потоки. К отмеченным песчаным пачкам приурочены значительные скопления раковин унионид и палюдин. Слои глинисто-алевритовой пачки в районе р. Холу дислоцированы, но в отличие от района Козьего оврага они падают к борту гор, видимо, принимая участие в строении одной из дислокаций, ограничивающих область предгорной ступени.

Верхняя часть озерных третичных отложений, вскрытых в Убсанурской впадине, представленная глинисто-мергелистыми осадками, лежит согласно с подстилающей ее глинисто-алевритовой пачкой. Она обнаружена в Козьем овраге и по долине р. Холу. В Козьем овраге в глинисто-мергелистом горизонте преобладают глинистые прослой, в то время как типично мергелистые прослой подчинены им. Весь горизонт несет здесь прекрасную горизонтальную слоистость. Слои полого наклонены в сторону гор, но по мере удаления от них постепенно выполаживаются и на некотором расстоянии от гор лежат горизонтально. В ряде прослоев мергельно-глинистой пачки в Козьем овраге были обнаружены остракоды.

В районе долины р. Холу глинисто-мергелистая пачка вскрывается в ряде мест (фиг. 6), но разрез ее в различных обнажениях видоизменяется.

В одном из разрезов, расположенных на расстоянии около 4 км от борта гор, глинисто-мергелистая пачка имеет всего около 10 м мощности. При этом в верхней части мергелистый материал представлен крупными желваками мергеля, включенными в глинистый цемент. Книзу желваки сливаются, образуя сплошной мергелистый слой. Еще ниже мергелистые осадки образуют единую слоистую толщу, не разделенную глинистыми прослоями. Нижняя граница мергельного горизонта здесь очень четкая, так как он подстилается прослоем косослоистого аллювиального песка, входящего в пачку глинисто-алевритовых садков.

Немного ниже по течению р. Холу мергельно-глинистая пачка состоит из чередования мергелистых прослоев различного, то более, то менее

глинистого состава, но чисто глинистые прослои отсутствуют. Общая мощность ее достигает здесь не менее 45 м.

Еще ниже по течению р. Холу мергельно-глинистая пачка озерного горизонта испытывает новые изменения, результатом которых является замещение ряда мергельных прослоев косослоистыми песчаными



Фиг. 5. Косая слоистость в песчаном прослое, разделяющем глинисто-алевролитовую и глинисто-мергельную пачки озерного горизонта третичных отложений Убсанурской впадины (фото Л. Д. Шорыгиной).

аллювиальными отложениями, сходными с теми, которые были обнаружены в глинисто-алевролитовой пачке.

В приведенных разрезах мергельно-глинистой пачки, вскрытых в долине р. Холу, имеются раздробленные остатки скелетов рыб, принадлежащие щукам, и остракоды. Кроме того, в нижней части разреза имеется тонкий прослой мелкого мергельного галечника, к которому приурочено значительное количество неопределимых обломков трубчатых костей млекопитающих. В этом же прослое были встречены обломки панцирей черепах, рога оленей и зуб гиппариона.

В разрезах по р. Холу и по Козьему оврагу видно, что на вышеописанные отложения с угловым и эрозионным несогласием ложится горизонт алевролитов и песчаников с прослоями брекчий, но ввиду того, что эти отложения являются более молодыми и несут черты, сближающие их с нижнечетвертичными осадками, они будут рассмотрены ниже.

Анализируя условия образования всей описанной толщи, можно установить постепенное изменение физико-географической обстановки разбираемого участка Убсанурской впадины на протяжении верхов палеогена и неогена. Нижний из описанных нами горизонтов, видимо, приурочен к времени, следующему за тектоническими движениями, приведшими к резкому сбросу борта хр. Танну-Ола, результатом чего явился снос с него делювиальными и пролювиальными агентами рыхлого материала, представленного как глинистым составом, источником ко-

торого, видимо, явилась развитая в пределах хребта кора выветривания, так и грубым материалом, сносимым с обнажающихся эрозией и тектоническими движениями дотретичных пород. Позднее, в период отложения глинисто-алевритовой пачки озерного горизонта, снос грубого материала пролювиальным путем прекратился и установились озерные



Фиг. 6. Обнажения третичных озерных отложений в районе нижнего течения р. Холу (фото Л. П. Александровой).

условия; началось отложение глинистых осадков. Впадавшие в озера реки приносили песчаный и песчано-алевритовый материал, который смешивался с озерными осадками или образовывал самостоятельные аллювиальные прослой.

В период отложения глинисто-мергельной толщи привнос обломочно-го материала значительно сократился, и осадки приняли чисто озерный характер. Но и в это время на некоторых участках привнос аллювиального материала приводил к образованию песчаных прослоев.

Первые опубликованные данные о местонахождении и возрасте третичных отложений Ибсанурской впадины принадлежат В. А. Кузнецову (1946), отнесшему их к аквитанскому ярусу. Позднее Н. С. Зайцев (1947) собрал в них небольшое количество вивипарусов и унионид, которые были им переданы для определения А. Г. Эберзину.

Просмотр этих ископаемых привел последнего к заключению о значительной эндемичности представленных здесь видов, требующих специальной обработки для своего определения. Однако наряду с эндемиками им было обнаружено *Unio* cf. *distinguendus* Lindh., *U. ex gr. bituberculatus* Martens, *U. ef. pronus* Martens, *Valvata piscinalis* Müll. f. typ., *V. piscinalis* Müll., f. *fluvialis* Colb., *Viviparus* aff. *tenusculptus* Martens, которым приписывался плиоценовый возраст и которые сходны с видами фауны, описанной Линдгольмом и Богачевым в Западной Сибири. Соответственно с этим возраст третичных отложений Убсанурской впадины был определен Н. С. Зайцевым (1947) как плиоценовый. Подтверждением этого явился найденный тем же автором рог антилопы, которая, по мнению В. И. Громова, принадлежит к комплексу гиппарионовой фауны.

Нами были проведены дополнительные сборы фауны млекопитающих, остракод и пресноводных гастропод и пелиципод.

Остракоды собирались в глинисто-мергельной и глинисто-алевритовой пачках озерно-аллювиального горизонта, вскрытых в долине р. Холу. Их определением занимались Л. И. Галеева и Г. Ф. Шнейдер, которые обнаружили в предоставленных им образцах комплекс остракод, состоящий из следующих видов: *Cyprideis littoralis* Brady, *C. torosa* Iones, *Potamocypris* ex. gr. *longisetosa* Bronst.; *Zonocypris membranae* Zin.; *Iliocypris manasensis* Mand.; *I. manasensis* var. *cornea* Mand., *I. errabun-*

des Mand., *I. kalkanensis* Bod., *I. dunschanensis* Mand. *Limnocythere iliensis* Bod., *Limnocythere limbosa* Bod., *L. kalkanensis* Bod., *L. longiaris* Bod., *Candonella marcida* Mand., *C. albicans* Br., *Candona* ex gr. *kirgistica* Mand., *C. sisini* Schneider, *Eucypris* sp., *Darvinulla* cf. *stevensoni* Brady, *Cyclocypris* sp. и два новых вида *Candona*.

Указанный состав остракод, по данным определявших их палеонтологов, близок к комплексу остракод, обнаруженных в третичных отложениях Монголии и Южного Казахстана (Шнейдер, 1953), и может свидетельствовать о плиоценовом или миоцен-плиоценовом возрасте содержащих их осадков.

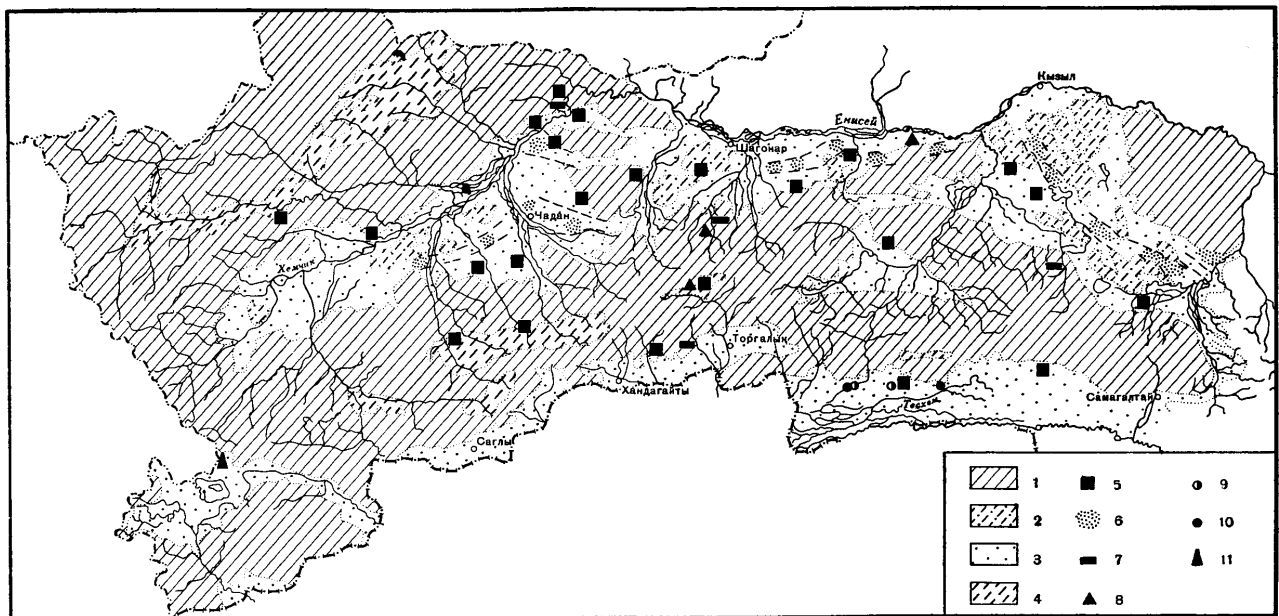
Фауна моллюсков была собрана в районе долины р. Холу и в Заячьем овраге в песчаных аллювиальных прослоях глинисто-алевритовой пачки. Фауна моллюсков, преимущественно пелиципод, обработана Г. Г. Мартинсоном, который определил в ней *Unio branimiriensis* Martins., *U. cf. fissidentatus* Lindh., *Cuneopsis tuwensis* Martins., *Unio utschbulakiensis* Martins., *Anodonta* sp., *Unio athleta* Lindh., *Unio cf. robustus* Lindh., *U. hopuensis* Martins., *Unio* sp., *Cuneopsis carinata* Martins., *Viviparus turboformis* Martins., *Unio* aff. *irtychensis* Lindh. и два новых вида *Cuneopsis*, один новый вид *Viviparus* и один новый вид *Unio*, что позволило ему, так же и А. Г. Эберзину, параллелизовать разбираемые осадки с неогеновыми осадками Западно-Сибирской низменности и определить их возраст как миоцен-плиоценовый.

Несколько экземпляров в собранных нами в том же слое раковин гастропод были любезно просмотрены Г. Ф. Лунгерсгаузенем, который обнаружил среди них *Viviparus* aff. *barboti* Sinz., *Viviparus* aff. *novo-rossicus* Sinz. var. *conoida* Mang., *Unio* sp. (ex gr. *flabellatus* Golgf.) и др. На основании проведенных определений Г. Ф. Лунгерсгаузен дал более точное определение возраста содержащих их осадков, предположительно сопоставив их с меотическими слоями Причерноморья.

Наконец, в нижней части глинисто-мергельной пачки озерно-аллювиального горизонта в небольшом мелкогалечниковом и костеносном прослое собраны кости позвоночных, среди которых В. И. Грозовым были установлены зуб гиппариона, неопределимые остатки панцирей черепах и обломки конечностей и рогов оленей. Анализируя собранные остатки позвоночных животных, В. И. Грозов пришел к заключению о их принадлежности к гиппарионовому комплексу фауны, хорошо известному из смежных территорий Монголии по работам Е. М. Белясовой (1937), что дает возможность датировать содержащие их осадки возрастом от верхнего миоцена до среднего плиоцена.

Подводя итоги изучению фаунистических остатков, обнаруженных в описываемых нами горизонтах, можно прийти к выводу о том, что возраст обеих пачек озерного горизонта близок и что они относятся или к верхам миоцена или к нижней половине плиоцена. Таким образом, определение возраста осадков, проведенное Н. С. Зайцевым (1947), подтверждается. Основываясь на данных А. Г. Эберзина и Г. Г. Мартинсона о сходстве моллюсков, извлеченных из озерного горизонта, с фауной моллюсков из третичных отложений Западной Сибири, можно синхронизировать их с осадками, выделенными В. А. Николаевым (1938) для третичных отложений Западной Сибири под названием черлакской свиты. К. В. Никифоровой (1953) и В. В. Лавровым эта свита изучена в пределах Казахстана, где она названа Павлодарской свитой.

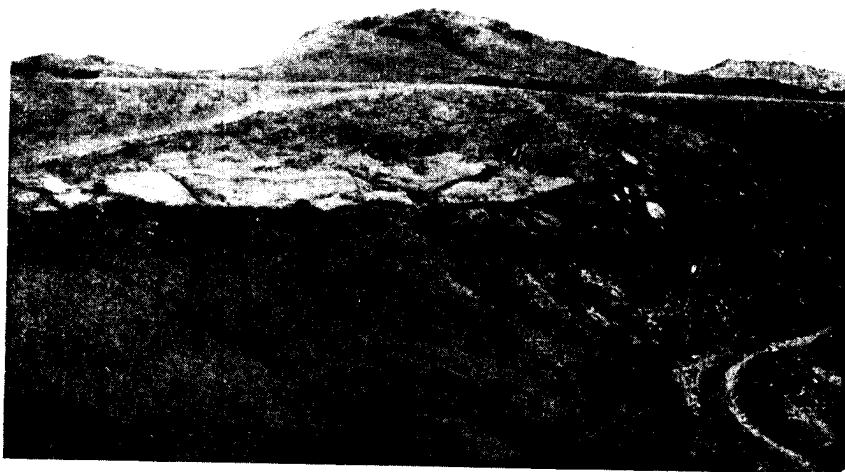
Вне пределов Убсанурской впадины породы, подобные описанным третичным отложениям р. Холу, Козьего и Заячьего оврагов, были встречены в ряде пунктов Западной Тувы как в горах, так и в междугорных впадинах (фиг. 7). Однако здесь они не содержат фауны и выделяются преимущественно по чисто литологическим признакам.



Фиг. 7. Схема расположения выходов третичных отложений в Западной и Центральной Туве:

1 — горные хребты; 2 — останцы во впадинах; 3 — межгорные впадины; 4 — пониженные зоны хребтов и внутригорные впадины; 5 — 11 — места расположения выходов третичных отложений; 5 — делювиально-пролювиальные красно-бурые глины, местами с выветрелым щебнем; 6 — массивы аллювиальных песков, переувлажненных в четвертичный период; 7 — выветрелые аллювиальные галечники; 8 — кора выветривания; 9 — озерные мергели; 10 — алевролиты, аллювиальные пески; 11 — озерно-болотные угленосные отложения.

Наиболее широко развиты здесь красновато-бурые и красно-бурые глины, супеси и суглинки, содержащие в различных количествах более или менее выветрелый щебень, к которому иногда примешивается небольшое количество галек. Иногда облик этих осадков меняется, щебень цементируется карбонатами и превращается в брекчию (фиг. 8). В обоих случаях породы визуальнo совершенно сходны с различными прослоями, входящими в состав обломочного горизонта, вскрывающегося в Козьем овраге.



Фиг. 8. Третичная пролювиальная брекчия (А), лежащая на поверхности палеозойских сланцев (Б) у пос. Алдын-Маадыр (фото Л. Д. Шорыгиной).

Минералогическое изучение глин, проведенное В. П. Еремеевым (1955) по нескольким образцам, взятым из разных пачек, показало, что глинистый материал, слагающий красные глины и суглинки, состоит преимущественно из монтмориллонита. В глинах имеется довольно большое количество угловатых обломков кварца, плагиноклаза, местами нацело замещенного серицитом, решетчатого микроклина и магнетита. Реже встречаются обломки кристаллов роговой обманки, эпидота и биотита. Крайне характерным для этой глины является присутствие кальцита, окрашенного окислами железа в буроватый цвет.

Характер залегания этих пород сходен с условиями залегания обломочного горизонта Козьего оврага, так как в большинстве случаев известные нам выходы этих пород приурочены или к прибортовым частям междугорных и внутригорных впадин, или слагают участки склонов сухих ложбин. В связи с этим их также можно рассматривать как делювиально-пролювиальные осадки.

Для определения возраста и стратиграфического положения красно-бурых глин, суглинков и брекчий, развитых вне пределов Убсанурской впадины, важными являются данные по пылице, обнаруженной в одной из скважин, пробуренных в долине р. Карасука (правый приток р. Чаахоля), которая использует древнюю дочетвертичную долину. Эта долина выполнена толщей красно-бурых суглинков, содержащих прослой щебенчатых, плохо обработанных галечников, перекрытых серыми алевроитами, содержащими пылецу. Общая мощность этих осадков достигает 150 м.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

Е. Д. Заклинская, исследовавшая образцы из скважин, установила в двух из них наличие значительного количества пыльцы, среди которой преобладает пыльца покрытосеменных (90—96%). Особенно интересной является пыльца древесных и кустарничковых растений, содержащих до 30% пыльцы из различных родов семейства миртовых (*Myrtanthes* sp., *Eucalyptus* sp., *Arcandra* и др.), и представителей семейств Juglandaceae (*Engelhardtia corylipites* Wod.), Ulmaceae (*Momipites coryloides* Wod.), Fagaceae (*Castanea*) и Betulaceae (*Betula clariopites*, *Corylus* sp. и *Carpinus ancipites* Wod.). По заключению Е. Д. Заклинской, видовой состав и комплекс родов растений изученных образцов своеобразен и близок к комплексу эоценовой растительности палеогеновых отложений Тургайского пролива и Северного Приаралья. Для обоих спектров характерно отсутствие пыльцы голосеменных, за исключением единичных зерен кипарисовых и рода *Pinus*. Таким образом, возраст красно-бурых глин, суглинков и брекчий может быть определен как палеогеновый, и указанные отложения р. Карасука будут древнее озерных миоплиоценовых осадков Убсанурской впадины. Литологическое сходство карасукских третичных отложений с обломочным горизонтом Козьего оврага позволяет высказать предположение, что последний также относится к палеогену.

Своеобразная пачка третичных отложений была обнаружена Н. А. Ефимцевым в верховьях р. Каргы, в одном из оврагов, прорезающих предгорную ступень хребта Шапшал. В составе обнаруженных отложений значительную роль играют грубые горизонтальнослоистые супеси, чередующиеся с алевроитовыми и углистыми прослоями. Вскрытые отложения дислоцированы и так же, как третичные отложения прибортовых частей Убсанурской впадины, падают в сторону гор.

Третичный возраст осадков определяется как по характеру их залегания, так и по литологии сходной с третичными угленосными отложениями Чуйской впадины Алтая (Щукина, 1953) и некоторых внутригорных впадин Восточного Саяна (Львов, 1930 и С. В. Обручев, 1949).

Иного характера осадки, представленные кварцевыми песками, сопоставимые по возрасту, литологии и генезису с аллювиальными песчаными прослоями озерного горизонта третичных отложений Убсанурской впадины, были обнаружены в центральных частях Хемчикской и Центрально-Тувинской впадин. Здесь развиты разобщенные небольшие массивы кварцевых песков (см. фиг. 5), переработанных в четвертичное время ветром и образующих бугристые и барханные формы рельефа. Массивы этих песков в большинстве случаев лежат вне пределов долин четвертичных рек Хемчика и Енисея, но на ряде участков расположены на небольших расстояниях от них. Положение песчаных массивов в современном рельефе часто неясно. Они выполняют древние ложбины стока и являются остатками аллювия древней гидрографической сети.

Единственный участок, где морфологическое положение разбираемых песков достаточно ясно и указывает на их связь с долиной р. Енисея, располагается около горы Маяк, лежащей западнее устья р. Элегест. Здесь пески приурочены к террасовидному уступу, лежащему на высоте около 350 м над уровнем Енисея и превышающему высоту поверхности развитой поблизости нижнечетвертичной террасы на 150—200 м. Таким образом, устанавливается принадлежность этих песков к осадкам более древним, чем четвертичные. Их сходство с песчаными прослоями в глинисто-алевритовом горизонте третичных отложений Убсанурской впадины позволяет отнести их к аллювиальным отложениям древней дочетвертичной гидрографической сети Центрально-Тувинской и Хемчикской впадин, приуроченной ко времени существования гиппарионовой фауны.

Анализируя местоположение пунктов развития этих песков (см. фиг. 5), можно установить значительные отличия положения древней долины Енисея от современной. Можно предположить, что связь Хемчика с Енисеем в это время, видимо, осуществлялась на участке, расположенном у подножия хребта Адарташ, ближе к устью современной долины р. Чаа-холь, и что соответственно с этим долина р. Хемчик не пересекала Хемчикского хребта. Течение самого Енисея также было иным. На участке между Чаа-холем и долиной р. Элегеста, как это уже указывала З. А. Лебедева, долина древнего Енисея располагалась южнее современной, а западнее г. Кызыла она отклонялась резко к юго-востоку по направлению к оз. Хадан и пос. Балгазик.

Хотя к востоку и юго-востоку от указанных пунктов пески и не прослеживаются, обрываясь в районе прибортовых участков хр. Восточного Танну-Ола, можно предположить, что продолжение намеченной З. И. Лебедевой и нами древней речной долины располагалось в области стыка Восточного и Остроконечного Танну-Ола, там, где в настоящее время располагается долинообразное понижение, тянущееся параллельно долине р. Шурмака, пересекающее хр. Танну-Ола в районе перевала Хамар-Даба. Последующими тектоническими движениями она была поднята на высоту около 1800 м. Косвенным признаком наличия древней дочетвертичной долины в пределах перевала Хамар-Даба является наличие здесь древней нижнечетвертичной долины, оставившей на перевале бурые галечники. Эта нижнечетвертичная долина, видимо, унаследовала и использовала морфологический элемент более древней третичной гидрографии.

Проследивая современное высотное положение вышеописанных песков, можно установить изменение высотной отметки их ложа на близких расстояниях, которое достигает 100—200—300 м. Такое колебание высоты ложа аллювиальных отложений не может рассматриваться как первоначальное и должно быть объяснено только последующими тектоническими движениями, которые и явились причиной переформирования речной сети.

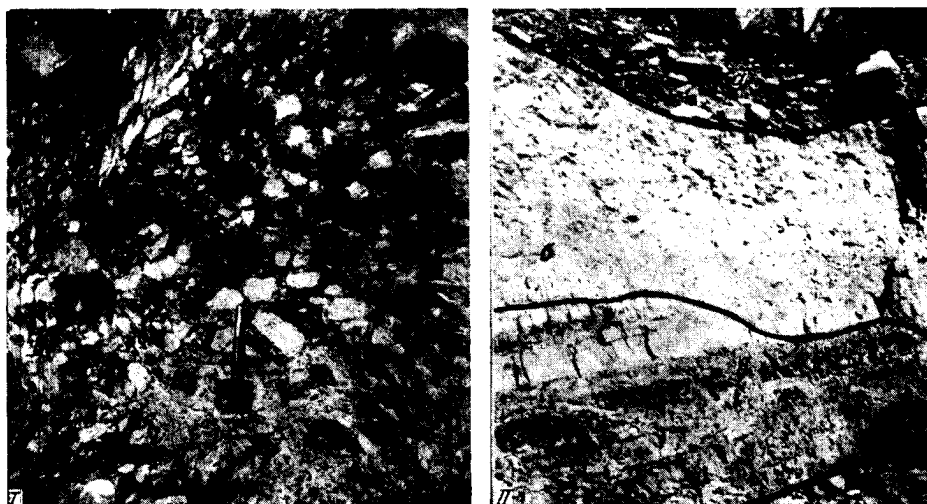
Кроме рассмотренных выше щебенчатых суглинков, массивов кварцевых песков и угленосных отложений, к третичным осадкам нами отнесены своеобразные галечники, обнаруженные всего в нескольких пунктах, расположенных в прибортовых участках Центрально-Тувинской, Хемчикской и Убсанурской впадин.

Эти галечники имеют специфический облик благодаря своей выветрелости (фиг. 9), результатом чего является присутствие окислов железа, которые располагаются в виде корок на поверхности галек и в виде коллоидальных примесей в глинистой части рыхлого цемента галечника. Наличие окислов железа придает породе яркий охристо-рыжий цвет. Сами гальки испытали настолько сильное выветривание, что легко рассыпаются при попытке вынуть их из породы. В некоторых разрезах на поверхности галек гранитного состава наблюдаются корки рыхлого белого карбоната, образовавшегося в процессе выветривания.

Выветрелые галечники обнаружены в ряде точек в цоколе четвертичных террас, при этом в разрезе по левому берегу р. Хемчик, немного ниже пос. Хор-Тайга, устанавливается их перекрытие серией четвертичных осадков, включающих в своем основании нижнечетвертичный аллювий. Тем самым устанавливается верхний возрастной предел галечников.

Облик разобранных выше третичных отложений говорит о том, что образование и отложение слагающих их осадков происходило в условиях довольно интенсивного выветривания. Об этом свидетельствует наличие дисперсного глинистого и коллоидного материала в пролювиально-озерных отложениях обломочного горизонта. Кроме того, присут-

ствие карбонатных осадков в озерном горизонте третичных отложений также можно рассматривать как результат переотложения карбонатов, первоначально накопленных в результате выветривания различных осадочных и кристаллических пород палеозоя в условиях сухого аридного климата.



Фиг. 9. I. Деталь обнажения третичных галечников по р. Хуле (галечки сильно выветрелые, легко рассыпающиеся в песок и имеющие одинаковую плотность с включающим их рыхлым цементом).

II. Общий вид обнажения третичных галечников по р. Хуле, перекрытых четвертичным аллювием (фото Л. Д. Шорыгиной)

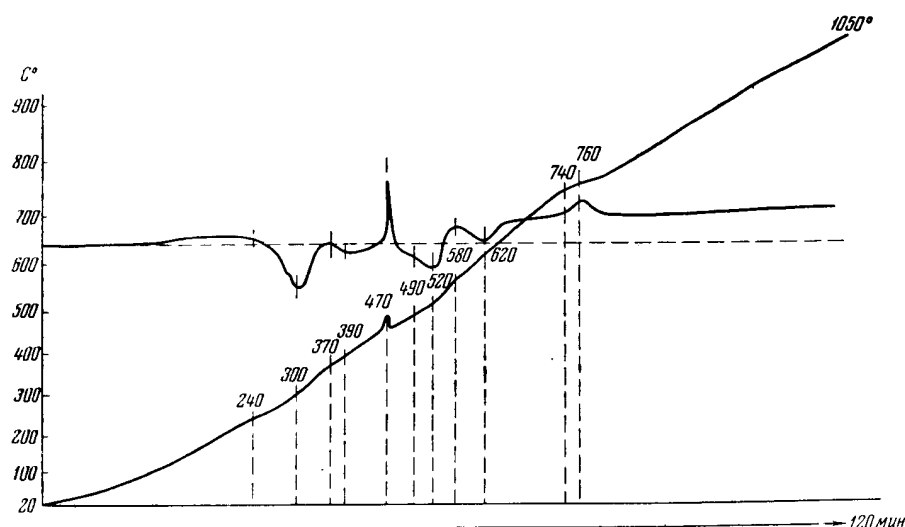
a — галечник четвертичной террасы; *b* — третичный галечник, настолько выветрелый, что от галек остались только реликты, легко рассыпающиеся в песок; *в* — выветрелые палеозойские сланцы, в которых кое-где видна шаровая отдельность и сохранилась структура; *г* — осыпь.

Наличие осадков отмеченного облика заставляет предполагать широкое развитие коры выветривания в период формирования третичных осадков. Однако последующие тектонические движения разобшили единую морфологическую поверхность, покрытую корой выветривания, и привели к тому, что в одних участках, испытавших резкие поднятия, она была размыта, а в других, опустившихся, она была целиком погребена под более молодыми осадками. В результате древняя кора выветривания в Западной Туве обнаруживается с трудом и была нами установлена лишь в двух пунктах, лежащих в пределах Западного Танну-Ола.

Один из них располагается в среднем течении р. Хуле, спадающей по северному склону хребта. Здесь под галечниками, лежащими на террасе 25-метровой высоты, находятся серые девонские туфогенные песчаники, которые в верхней части раздроблены выветриванием и превращены в щебенчатую супесь, окрашенную в охристо-желтые и малиновые оттенки. Переход этих образований в неветрелые сланцы происходит постепенно. Подобный же разрез коры выветривания на девонских сланцах был обнаружен по северной границе Шалашской внутригорной впадины, под плейстоценовой мореной.

Особняком стоит разрез коры выветривания, обнаруженный в пределах Центрально-Тувинской впадины. Здесь на левом берегу р. Енисея, против пос. Баян-Гол, в основании низкого холма, сложенного породой дунитового типа, вскрыт древний пролювиальный шлейф, который состоит из обломков дунита, покрытых с поверхности коркой

выветривания и включенных в мелкозернистый материал, состоящий из песчаных и гравелистых дунитовых частиц, смешанных с белесым материалом того же состава, что и материал корок выветривания облекающих щебневатые куски дунита. Термическое изучение белесых корок, покрывающих щебень дунита, дало характерную кривую нагревания (фиг. 10), по которой И. А. Рукавишникова определила принад-



Фиг. 10. Кривая нагревания карбонатных корок выветривания пролювиальных осадков. Левый берег р. Енисея, против пос. Баян-Гол.

лежность минерала, слагающего корку, к группе брусита. Последний представляет собою гидроокисную соль углекислого магния и является типичным продуктом выветривания ультраосновных пород, в условиях сухого климата.

Подводя итоги изложенным материалам по третичным отложениям Западной Тувы, можно сделать вывод о наличии здесь двух стратиграфических горизонтов третичных отложений, из которых нижний, возможно, относится еще к палеогену и представлен пролювиально-озерными осадками, а верхний, сложенный преимущественно озерными отложениями, к миоцен-плиоцену. Наиболее благоприятным участком для развития осадков этого возраста явилась Убсанурская впадина, в которую происходил снос различных осадочных материалов с прилегающих участков хребтов. Вне пределов Убсанурской впадины третичные отложения имеют локальный, обрывочный характер, но также принадлежат различным генетическим и стратиграфическим горизонтам, из которых нижний, палеогеновый, представлен пролювием, а верхний миоцен-плиоценовый — аллювием. Анализируя характер третичных осадков и условия их залегания, можно отметить, что они отлагались в иной климатической и морфологической обстановке, чем четвертичные осадки.

Тектонические движения, протекавшие на границе третичного и четвертичного периодов, привели к коренной перестройке рельефа, в связи с чем процессы континентального осадкообразования приняли иной характер. Произошла частичная перестройка гидрографической сети и изменение ее режима. Изменение климатической и морфологической обстановки привело к появлению в пределах поднявшихся вершин ледниковых шапок.

II. Четвертичные отложения

Четвертичные отложения Западной Тувы представлены рядом генетических типов континентальных осадков, из которых основное стратиграфическое значение имеют аллювий, пролювий и ледниковые отложения. Подчиненное стратиграфическое значение имеют вулканогенные образования.

Стратификация четвертичных отложений сильно затруднена отсутствием достаточного количества фаунистических остатков, в связи с чем при изучении четвертичных отложений особенно важно применение комплекса методов, среди которых значительная роль отводится геоморфологическому и палинологическому методам.

Состав четвертичных отложений довольно резко отличается от третичных значительно большим присутствием малоустойчивых минералов, указывающих на то, что интенсивные процессы выветривания третичного времени значительно сократились. Одновременно с этим можно отметить, что размеры обломков в осадках четвертичного времени значительно возросли, в связи с чем аллювиальные отложения этого времени как в пределах хребтов, так и в области впадин, представлены уже не песками, а галечниками, которые к тому же местами содержат крупноглыбовый и валунный материал. Во впадинах иногда встречается песчано-галечный аллювий, в то время как чисто песчаные аллювиальные отложения, подобные тем, которые описаны для третичных осадков, в четвертичных отложениях отсутствуют.

Для четвертичных отложений характерны также иные взаимоотношения с рельефом, чем это наблюдалось для осадков третичного времени. В то время как третичные отложения приурочены к древним, реликтовым формам рельефа, формирование которых относится к этапу, предшествующему развитию современного рельефа Западной Тувы, четвертичные отложения перекрывают формы рельефа различного возраста.

1. Эоплейстоценовые осадки

Наиболее древние четвертичные отложения представлены различными генетическими типами континентальных осадков, в том числе базальтовыми излияниями.

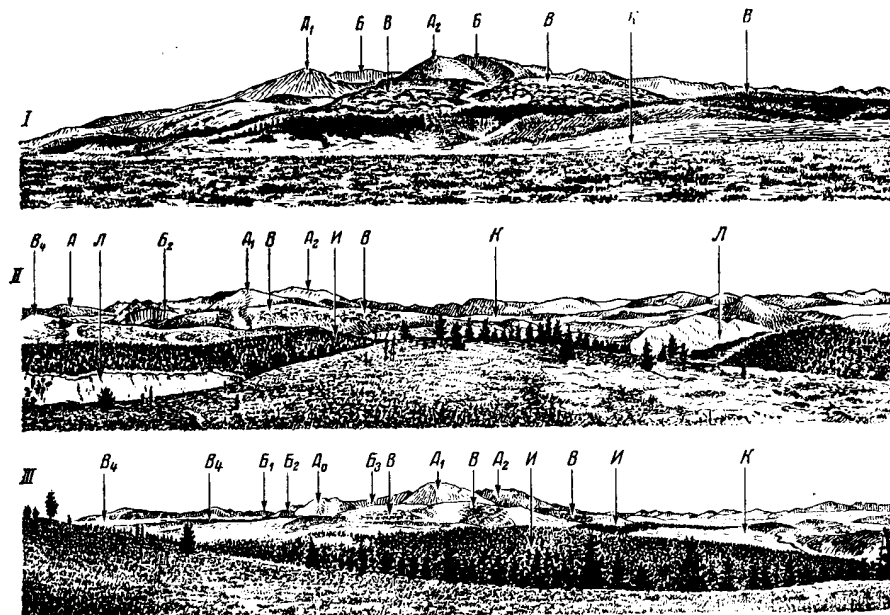
Характерным для осадочных образований этого возраста является наличие следов выветривания, которое выражено в виде бурых корок и налетов на поверхности галек, валунов и щебня, а также общей бурой окраской вмещающего их материала. Наряду с побурением материала, слагающий эти осадки, теряет свою связанность и многие гальки древнего аллювия и валуны в морене легко разламываются и постепенно рассыпаются. Однако это выветривание было значительно более слабым, чем в третичное время, и не привело к полному разложению материала и формированию коры выветривания.

Ледниковые отложения представлены моренами, лежащими на тех участках высокогорного плато, которые ограничивают наиболее высокоподнятые хребты.

Одним из участков, где можно хорошо видеть отношения моренных осадков с окружающим рельефом и более молодыми ледниковыми отложениями, является район верховьев р. Шалаша, расположенный в пределах центральной части хр. Западного Танну-Ола. Здесь моренные отложения представлены несортированным валунником и гравийно-галечным материалом. Валунны состоят из пород палеозоя, слагающих центральные части Западного Танну-Ола, и несут следы ледниковой обработки как в виде общего сглаживания поверхности граней валунов, так и в

виде ледниковых шрамов и ссадин. Следы выветривания сказываются в общем побурении морены.

Древние моренные отложения Шалашской впадины располагаются, выполняя широкую трогоподобную ложбину, которая начинается крупным каром, лежащим в пределах водораздельной части хр. Западного Танну-Ола, имеющего здесь абсолютную высоту 2900 м. Отмеченная ложбина оборвана глубоким врезом долины р. Шалаша (фиг. 11), которая несет следы более молодого оледенения.



Фиг. 11. Горные вершины и формы ледникового рельефа центральной части Западного Танну-Ола на участке их ограничения Шалашской внутригорной впадиной (рис. Рукавишников по фото Л. П. Александровой)

I — вид на юг; II — вид на юго-запад; III — вид на запад. А — горные вершины Западного Танну-Ола, сложенные девонем и карбоном, достигающие 2700—2900 м абс. высоты (цифры при буквах показывают на положение одних и тех же вершин на разных снимках); Б — кары, питающие древнее оледенение (цифрами при букве показаны одни и те же кары на разных снимках); В — моренные увалы древнего оледенения, несущие с поверхности следы солифлюкционного течения в виде террасок; В — моренные увалы в пределах трогоподобной долины; И — склон, отделяющий поверхность моренных увалов от дна Шалашской впадины; К — дно Шалашской впадины; Л — склоны и дно современной гидрографической сети, покрытые моренами молодого оледенения, отделенные от дна Шалашской впадины молодым резким врезом.

Учитывая, что отметки поверхности и постели горизонта древней морены падают от питающего кара по направлению к впадине сравнительно полого и что поверхность хребта возвышается над поверхностью морены всего на 400—500 м, остается представление о неглубоко расчлененном рельефе, существовавшем в период формирования древней морены.

Хорошо выражена древняя морена, обнаруженная в одном из хребтов Западного Саяна, в верховье р. Алды-Ишкин. Здесь на участке высокогорного плато, лежащего на высоте 2200—2400 м абс. высоты, наблюдается огромное количество валунного материала, состоящего из гранитов.

С севера этот участок высокогорного плато ограничен горными вершинами, высотой 2600—2800 м абс. высоты, которые своими склонами образуют полукольцо, напоминающее крупный разрушенный кар. В поверхность плато резко врезаны трог более молодого оледенения,

привязанные к мелким карам и несущим хорошо выраженные морены, состоящие из хорошо обработанного валунного материала.

Соотношения древней морены с морфологией хребтов, подобные описанным, наблюдаются также в верхнем течении р. Хемчика, в районе Чингекатского плато и на некоторых других участках Западной Тувы.

В большинстве установленных точек древняя морена приурочена к склонам высоко приподнятых участков хребтов, не выходит далеко за их пределы и образует покровы, напоминающие морену полупокровного оледенения.

Сопоставляя описанные морены древнего оледенения Тувы с моренами смежного с Западной Тувой Алтая, где стратиграфическое положение моренных горизонтов разработано Е. Н. Шукиной, можно прийти к заключению о возможности сопоставления описанной нами морены с башкаусской мореной Алтая, несущей те же признаки разрушенности и побурения в результате выветривания, что и древняя морена Западной Тувы. Возраст башкаусской морены Алтая определяется как нижнечетвертичный (в широком понимании этого термина) на основании того, что стратиграфически ниже осадков синхронных морене залегают миоплиоценовые отложения, а стратиграфически выше морены залегают серые глины, с *Elephas thogontherii* и *Bison priscus longicornis*, определяющими среднечетвертичный возраст этих глин.

Синхроничными описанной древней морене являются бурые галечники и валунники, приуроченные в горных хребтах к наиболее высокому комплексу террас, а во впадинах погребенные под более молодыми осадками.

Синхроничность галечников древней морене вытекает из сходного характера выветривания слагающего их материала и сходного геоморфологического положения в пределах наиболее древних элементов современного рельефа.

В известных нам разрезах характер бурых галечников довольно устойчив. Обычно они слагаются хорошо обработанным материалом разнообразного петрографического состава. Гальки в большинстве случаев несут следы сортировки и в одном разрезе имеют более или менее однородные размеры (фиг. 12). В различных разрезах величина галек и валунов меняется, и если в участках, более удаленных от горных вершин, размеры их большей частью не превышают 10—15 см, то ближе к горным вершинам и особенно к областям древнего оледенения размеры валунов достигают более 50 см. Гальки и валуны включены в небольшое количество рыхлого обломочного материала, который, однако, иногда цементирует их настолько плотно, что они образуют почти отвесные стенки в обнажениях. Как указывалось выше, характерной чертой галечников является их бурый цвет (бурые железистые корочки на гальках и валунах, а часто и железистый цемент). Частично галечники выветрены и разрушены.

Мощность древнечетвертичных галечников в пределах террас обычно невелика, и на высокоподнятых террасах они присутствуют только в виде галечниковой присыпки, на других участках мощность их исчисляется несколькими метрами, значительно увеличиваясь только в наиболее погрузившихся участках впадин.

Бурые галечники довольно широко известны по всем левобережным притокам р. Хемчика, не покрывавшимся последующим оледенением. Они приурочены к высоким террасам рек Хонделена, Алаша, Аксуга и Алды Ишкана, имеющим высоту от 120 до 80 м над современным урезом рек. Бурые галечники имеют по указанным речным долинам небольшую мощность и лежат на высоком цоколе из коренных палеозойских

пород (фиг. 13 и 14). Вниз по течению рек террасы, несущие бурые галечники, снижаются и в прибортовых участках гор перед выходом рек в Хемчикскую впадину имеют высоту 60—45 м. В прибортовых участках Хемчикской впадины террасы резко оборваны, а галечники погребены под более молодыми отложениями. Таким образом, прослеживается закономерное изменение высотного положения бурых галечников, связанное с неотектоническими движениями. Особенно резко фиксируются эти движения на участке пересечения долины р. Хемчика Хемчикским хребтом, где бурые галечники сильно приподняты и приурочены к террасам 200—300 м высотой над уровнем р. Хемчика.



Фиг. 12. Нижнечетвертичные бурые галечники, вскрытые по правому берегу о. Хемчик, ниже пос. Ийме (фото Л. Д. Шорыгиной).

В хребте Западном Танну-Ола бурые галечники подняты на значительную высоту только в пределах его центральной и южной части. Здесь они приурочены к древним пологим ложбинам, расположенным в стороне от современной гидрографической сети, и подняты на высоту до 400 м над дном последней. По северным и северо-западным склонам хр. Западного Танну-Ола, отделенным от его центральных частей крутым уступом, представляющим собою одну из линий молодых нарушений, бурые галечники встречены только в цоколе плейстоценовых террас.

По долине р. Енисея, лежащего ближе к северному борту Центральной Тувинской впадины, древние бурые галечники приурочены к террасе, высота которой меняется на разных участках от 60 до 120 м относительной высоты. Она сохранилась в виде разобренных участков по левому берегу р. Енисея между Эрбеком и Баян-Голом и ниже пос. Чаа-холь, где долина р. Енисея начинает врезаться в склоны Хемчикского хребта.

Рассматривая условия залегания бурых галечников, можно отметить, что на большинстве участков они тесно связаны с развитой в районе современной гидрографической сетью. Однако такое положение прослеживается не на всей территории Западной Тувы; можно установить, что отдельные участки рек времени отложения бурых галечников значительно отклонялись от их современного направления. Так, на одном из участков нижнего течения р. Алды Ишкин бурые галечники лежат в сухой ложбине, отделенной от его современной долины горными холмами. В нижнем течении р. Ирбитей, берущего начало в южных склонах хребта Танну-Ола, можно установить подобное же положение бурых галечников, отмеченное еще В. П. Масловым (1948).

В пределах центральных частей хребта Западного Танну-Ола бурые галечники занимают приводораздельные участки, не используемые в настоящее время гидрографической сетью, они приурочены к древней гидросети, нарушенной позднейшими неотектоническими движениями. Подобное же положение бурые галечники занимают в центральных частях хребта Восточного Танну-Ола, в пределах перевала Хамар-Дабан, где они были изучены И. И. Белостоцким.

В пределах центральных частей хребта Западного Танну-Ола бурые галечники занимают приводораздельные участки, не используемые в настоящее время гидрографической сетью, они приурочены к древней гидросети, нарушенной позднейшими неотектоническими движениями.

Подобное же положение бурые галечники занимают в центральных частях хребта Восточного Танну-Ола, в пределах перевала Хамар-Дабан, где они были изучены И. И. Белостоцким.

Таким образом, можно сделать вывод, что после отложения бурых галечников гидрографическая сеть на некоторых участках Западной Тувы испытала переформирование. Особенно резко это наблюдается в пределах хребта Западного Танну-Ола. Это переформирование явилось следствием новой волны тектонических движений, имевших место



Фиг. 13. Высокая терраса р. Алаша (125 м отн. высоты) в его среднем течении, покрытая бурыми галечниками (фото Н. А. Ефимцева).

после отложения бурых галечников. Однако по своему размеру переформирование гидрографической сети было слабее, чем в предшествовавшую эпоху конца третичного времени.

Третьим членом осадков, лежащих в основании четвертичных отложений, являются пролювиальные образования, развитые как в пределах Убсанурской впадины, так и в ряде других пунктов Западной Тувы. Особенно часто они встречаются в периферических прибортовых частях внутригорных и межгорных впадин.

Оснoванием для синхронизации пролювиальных отложений с древнеаллювиальными галечниками является их сходное стратиграфическое положение между подстилающими их третичными осадками и перекрывающим аллювием среднего комплекса террас. Кроме того, сходные черты этих различных генетических типов отложений сказываются в единообразном характере выветрелости материала, слагающего пролювий.

В пределах Убсанурской впадины эоплейстоценовый пролювий был встречен в разрезах по долине р. Холу и в Козьем овраге. Здесь имеется горизонт из терригенных осадков, который лежит почти горизонтально на различных дислоцированных горизонтах третичных отложений, и перекрывается аллювием нижнеплейстоценовых террас. В нижней части этот верхний обломочный горизонт состоит из палевых алевитистых супесей, имеющих мощность 2—3 м. Выше супеси перехо-

дят в плохо сортированный кварцевый песок, характеризующийся розоватым оттенком, благодаря которому песок резко выделяется на фоне более молодых четвертичных отложений. Характерная окраска песка обусловлена наличием на поверхности зерен кварца пленок коллоидального железа, появившихся в результате выветривания, установленного нами и для других генетических типов нижнечетвертичных отложений.



Фиг. 14. Высокие террасы нижнечетвертичного возраста (а) по долине р. Хонделена (фото Н. А. Ефимцева).

Песок содержит прослой крупнозернистого песчаника и конгломерата.

В прослоях песчаника видна горизонтальная, косая и линзовидная слоистость. Общая мощность этого горизонта колеблется от 2—3 до 15 м.

В песчанике была обнаружена фауна, определенная Г. Г. Мартинсоном, которая имеет довольно широкий возрастной диапазон. Мартинсон указывает среди нее наличие *Pisidium* cf. *amnicum* Müll., *Sphaerium* cf. *rivicula* Lesch., *Gyraulus laevis* Ald., *Hydrobia* cf. *ventrosa* Montf.

Среди других разрезов Западной Тувы в описанных отложениях можно отметить более резкое преобладание прослоев щебня, чередующегося с красновато-серыми и бурыми щебневатыми супесями.

Подводя итоги изложенным данным, касающимся горизонта осадков, лежащих в основании толщи четвертичных отложений, состоящего из нескольких генетических типов континентальных образований, можно сделать следующие выводы об их возрасте и соотношении с осадками смежных районов.

Как уже указывалось, постелью разбираемых осадков являются миоценовые и плиоценовые отложения, синхронные павлодарской свите Казахстана и черлакской свите Западной Сибири. На эти осадки разбираемый горизонт ложится с угловым и эрозионным несогласием. Кровлей последнего служат аллювиальные галечники нижнеплейсто-

ценового возраста. Таким образом, время образования интересующего нас горизонта может датироваться от верхней половины плиоцена до нижнего плейстоцена включительно. Тем самым доказываются правильность соображений, высказанных З. А. Лебедевой о возможности сопоставления рассматриваемого горизонта с верхнеобийскими отложениями Монголии.

Обратившись к территориям, лежащим к северо-западу от изученной области, мы и здесь можем найти аналоги выделенного нами горизонта, которые в стратиграфической схеме, составленной В. А. Николаевым для Западной Сибири, названы кулундинской свитой, а Е. Н. Шукиной выделены для предгорьев Алтая как нижнечетвертичные отложения с фауной корбикул.

Наконец, нами намечается ряд сходных черт бурых галечников разбираемого горизонта с адырными галечниками Средней Азии, возраст которых определяется как переходный от третичных к четвертичным осадкам на основании найденного в них зуба *Elephas meridionalis* Nesti (Эпштейн, 1953).

Таким образом, можно подойти к решению вопроса о возрасте всей серии выделенных нами бурых осадков и считать их нижнечетвертичными, применяя этот термин в широком смысле, т. е. присоединяя сюда и те осадки, которые ранее относились к верхам плиоцена (виллафранк, калабрий) и по решению XVIII геологического конгресса отнесенные к толще нижнечетвертичных осадков. Применяя схему и терминологию, предложенную В. И. Громовым, К. В. Никифоровой и И. И. Красновым, серию выделенных осадков можно назвать эоплейстоценом.

Переходя к более молодым осадкам, необходимо отметить, что их отделяют от нижнечетвертичного времени ряд важных событий, одним из которых являются тектонические движения, приведшие к дальнейшему изменению морфологического облика Западной Тувы, начавшемуся после образования третичных (павлодарских) осадков.

Одним из показателей значимости этих движений, являются излияния базальта, наличие которых было установлено нами в долине р. Хемчика, а В. Г. Пинусом — по одному из притоков среднего течения р. Чаа-холя.

К сожалению, коренные выходы базальта пока еще не обнаружены. В. Г. Пинусом (1952) они были найдены в виде развалов, а нами — в виде галек среди аллювия верхнечетвертичного возраста, который составляет средневысотную террасу нижнего течения р. Хемчика. Важно, что в аллювии нижнечетвертичного возраста, вскрытом на этом же участке, гальки базальта отсутствуют, являясь доказательством того, что излияния базальта произошли на границе нижнечетвертичного и среднечетвертичного времени.

2. Плейстоцен и голоцен¹

Все более молодые плейстоценовые и голоценовые отложения Западной Тувы отличаются от более древних отсутствием следов выветривания и более или менее однородной сохранностью слагающего их рыхлого материала.

Разбирая эти осадки, мы, так же как при рассмотрении эоплейстоценовых отложений, сосредоточим свое внимание на трех главных генети-

¹ По схеме В. И. Громова, И. И. Краснова и К. В. Никифоровой (1958), принятой нами в данной статье, плейстоцен делится на два яруса; средний плейстоцен предшествующих схем в указанной схеме соответствует нижнему плейстоцену, а нижний плейстоцен старых схем — эоплейстоцену.

ческих типах отложений, относящихся к ледниковым осадкам, аллювию и пролювию. Судя по разрезам, имеющимся по Горному Алтаю, где вскрываются четыре перекрывающих друг друга горизонта морены, можно и для Западной Тувы предположить наличие тех же горизонтов морен. Однако в пределах Алтая отмеченные горизонты хорошо выделяются только во внутригорных впадинах, в то время как их прослеживание в пределах горных хребтов затруднено и в большинстве случаев невозможно, так как эродирующая деятельность последнего оледенения в хребтах была настолько велика, что сохранение древних морен было возможно только в исключительных случаях.

Еще большие трудности расчленения моренных толщ представляются в пределах Западной Тувы. Наиболее легко выделяется здесь самый древний горизонт морены, разобранный нами выше. Он отличается от более молодых горизонтов морены своим буроватым цветом, связанным с выветрелостью слагающего его материала. На ряде участков древняя морена легко распознается от более молодых морен благодаря обособленности площадей ее развития, приуроченных к участкам высокогорного плато.

Гораздо сложнее обстоит дело с расчленением более молодых моренных толщ, в связи с чем вопрос о наличии и характере развития в Западной Туве горизонта морены, синхроничного катунскому горизонту морены Горного Алтая, остается недостаточно выясненным. Имеется ряд косвенных данных, которые позволяют склониться к признанию наличия этого горизонта морены, сохранившегося, однако, очень плохо ввиду последующего размыва.

Эти косвенные доказательства сводятся к тому, что в разрезах, где верхний горизонт морены подстилается междуморенными отложениями (Чингекатт), в основании последних располагается гравелисто-песчаный горизонт, содержащий отдельные валуны, видимо, принадлежащие среднему горизонту морены. Эти валуны не несут следов выветрелости и приурочены к врезанным участкам долин, что является необычным для древней морены. Далее, в нижнем течении р. Улуг-Оруга ниже конечных морен последнего оледенения в цоколе низкой надпойменной террасы имеются выходы серой суглинистой морены, содержащей значительное количество разнообразных, хорошо обработанных валунов. По руслу реки, в пределах которого средний горизонт морены размывается, также имеется большое количество валунов, разнообразных по составу и размерам.

Таким образом, и в долине р. Улуг-Оруг имеется горизонт морены, более древний, чем верхняя морена, и, видимо, более молодой, чем нижняя, которая во всех других известных нам случаях не спускается в пределы дна гидрографической сети.

По долинам рек Алаша и Барлыка, ниже конечных морен последнего оледенения, в их руслах также имеется значительное количество валунного материала, который, вероятно, вымыт из горизонта морены, не вскрытого обнажениями и лежащего на уровне современных русел рек.

Наконец, по долине р. Хемчика, также как и по долинам некоторых других рек, ниже конечных морен последнего оледенения (на расстоянии до 30 км), наблюдаются массовые скопления валунного материала в русле и на первой надпойменной террасе. Характер расположения валунов, собранных в серии коротких, продольных валов заставляет склониться к объяснению их размещения водным путем, но размеры валунов, достигающих 3-х метров в диаметре, едва ли позволяют говорить о переносе валунного материала из сравнительно отдаленного района постмаксимального оледенения и заставляют высказать предположение, о том, что

валунный материал перемыт и переотложен из горизонта морены, погребенного на дне долины р. Хемчика.

Высказанное соображение подкрепляется данными по Алтаю, где по долинам рек Катунь и Бии средний горизонт морены, как это явствует из ряда обнажений и буровых скважин, выстилает дно долин этих рек и частично лежит ниже их современного уреза.

Верхний горизонт морены отделяется от более древних отложений междуморенными осадками, которые в большинстве случаев представлены щебенчатыми отложениями делювиально-пролювиального происхождения и реже слоистыми песчаными и галечниковыми осадками аллювиального и озерного происхождения. В единичных случаях среди междуморенных отложений известны озерноаллювиальные осадки, содержащие пыльцу, которая дает некоторый материал для определения их возраста.

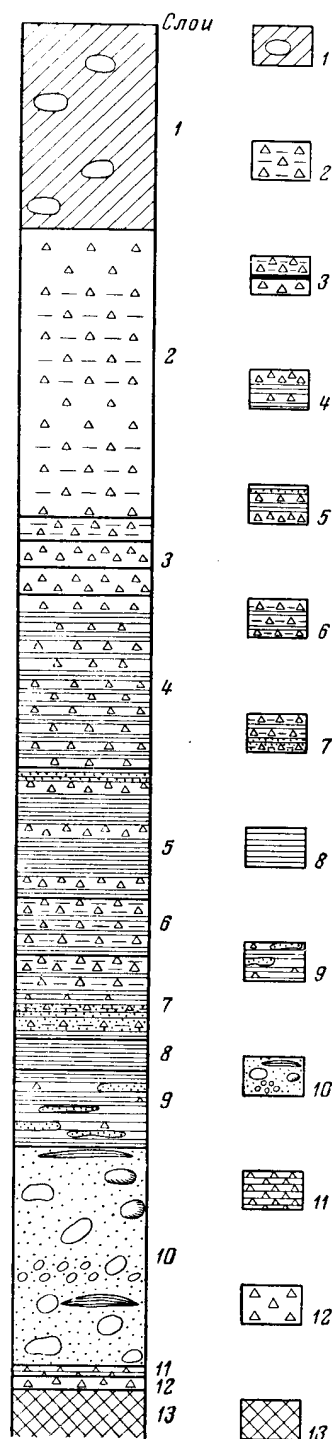
Междуморенные осадки известны как в областях, покрытых моренами последнего оледенения, так и вне их развития. В последнем случае они слагают поверхность террас средневысотного уровня, перекрывая их аллювий щебенчатыми осадками пролювиального характера.

В области развития верхней морены междуморенные отложения вскрываются редко, будучи замаскированными более молодыми осадками. Обычно обнажения их приурочены к участкам молодого вреза или вскрываются искусственными выемками, в пределах мелких междугорных впадин; иногда они приурочены к расширенным участкам речных долин, прорезающих горные хребты и высокогорные плато.

Лучшее из обнажений, вскрывающих междуморенные отложения, располагается по р. Чингекатт, являющейся притоком р. Барлыка. Здесь в условиях среднегорного рельефа с отметками хребтов, достигающими около 2000—2200 м абс. высоты, небольшая р. Чингекатт сопровождается широким увалом высотой около 20—30 м над современным уровнем реки, который с поверхности покрыт моренным материалом, образующим в приустьевой части реки валунные навалы конечноморенного типа. Под мореной искусственная выработка вскрывает толщу осадков около 20 м мощности, которые состоят из чередования довольно выдержанных щебенчатых и глинистых прослоев, представляющих собой, видимо, солифлюксионные и озерно-солифлюксионные осадки перигляциальной зоны. В нижней части толщи имеются бурые прослои, видимо, обогащенные органическим веществом, и линза песчано-глинистых отложений, содержащих остатки древесины и пыльцу. Этот горизонт подстилается гравелисто-песчаными отложениями около 5 м мощности, содержащими отдельные валуны (фиг. 15). Ниже лежит неровный плотик из палеозойских сланцев.

В пыльце, приуроченной к линзе песчано-глинистых отложений (фиг. 16), преобладающая роль, по заключению О. В. Матвеевой, принадлежит недревесным породам, в то время как пыльца древесных пород достигает 20%. В средней части разреза содержание пыльцы древесных пород повышается до 35%. Здесь она представлена сосной (кедр), березой, елью, ольхой и пихтой. Увеличение пыльцы древесных пород в средней части диаграммы можно объяснить, по О. В. Матвеевой, улучшением климатических условий (по влаге и теплу). Такую же картину дают спектры травянистых растений, где в средней части диаграммы уменьшается количество ксерофитов.

Сравнивая полученные спорово-пыльцевые данные с пыльцевой диаграммой, приведенной В. П. Грицуком (1943) для разреза пос. Бэле у Телеского озера в Горном Алтае, О. В. Матвеева приходит к выводу о наличии между этими разрезами сходных черт, позволяющих считать их одновозрастными. Соответственно с этим можно отнести



осадки междуморенных отложений Чингекатта к периоду, предшествовавшему Майминскому оледенению, выделенному Е. Н. Щукиной для Горного Алтая.

Дополнением к материалам, собранным в Чингекатте по пылице, послужили находки фауны млекопитающих. Последняя была обнаружена И. Г. Нордега и А. Я. Додиным, которым рабочие карьера доставили бивень мамонта, найденный, по сообщениям последних, в основании толщи Чингекаттского разреза. Кроме того, Н. А. Ефимцевым в русле р. Чингекатта был обнаружен зуб мамонта, видимо, вымытый из того же горизонта. Он был определен Э. А. Вангенгейм как зуб мамонта раннего типа, который может характеризовать верхнюю часть нижнего плейстоцена, называемую А. И. Москвитиным в Европейской части СССР одицовским интергляциалом.

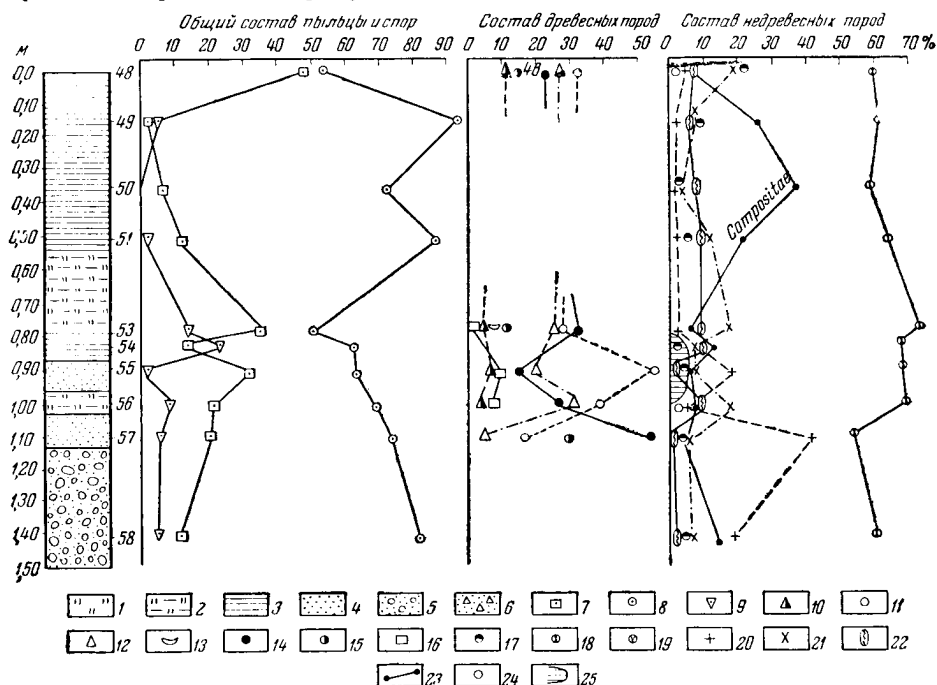
Кроме междуморенных отложений, которые были обнаружены в Чингекатте, наличие их было установлено в ряде пунктов, из которых главные располагаются в следующих местах: 1) в районе оз. Кара-холь, по р. Кара-холь, где под мореной последнего оледенения видны галечники, относящиеся к междуморенным отложениям; 2) в одном из

Фиг. 15. Разрез междуморенных отложений в долине р. Чингекатт

1 — оплывший склон, на поверхности которого видны валуны верхнего горизонта морены (4,5 м); 2 — плохо обогащенный слой щебня, включенного в бурый суглинистый цемент, слабослоистый от наличия темных гумусированных линзообразных прослоев (6,5 м); 3 — суглинок, сходный с вышеизложенным, но с более ярко выраженной слоистостью, обусловленной как наличием темных гумусированных прослоев, так и правильным расположением прослоев щебенки (1,75 м); 4 — глина серовато-бурая и серовато-зеленоватая, содержит правильные горизонтальные или немного волнистые прослои, содержащие значительное количество щебенки (5 м); 5 — суглинок бурый, сходный с сл. 3, но содержащий песчаные линзочки и примесь щебенки, более крупной, чем в сл. 3, слоистость намечается слабо (3 м); 6 — однородный глинисто-щебенчатый слой бурого цвета с слабо намечающейся горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев, более и менее обогащенных щебенкой, и наличием темных гумусированных прослоев (1,3 м); 7 — глина черная гумусированная, издающая сероводородный запах, слабо щебенчатая, содержит пылицу (1 м); 8 — глина серо-зеленоватая; 9 — глина песчаная, щебенчатая, содержит линзы гравелистого и глинисто-песчаного материала, окрашенного в сизый цвет, содержит пылицу (1,75 м); 10 — мелкий валунник, состоящий из хорошо обработанных валунов гранита и сланца, включенных в плохо сортированный, рыхлый, песчано-гравелистый цемент. Содержит линзочки сероголубоватой песчаной глины. Слабо слоистый от чередования более и менее грубых прослоев, которые смяты солифлюкцией в пологие складочки (5 м); 11 — глина серо-зеленоватая с редкой сланцевой щебенкой (0,2 м); 12 — щебень из разрушенных сланцев (0,2 м); 13 — сланцы в коренном залегании.

овражков, прорезающих левый — восточный берег того же озера, где видны подстилающие морену щебень и супеси; 3) в долине верхнего течения р. Хемчика, несколько выше его правого притока р. Чонхем, где

видны междуморенные слоистые пески и супеси с характерными карбонатными конкрециями в виде лепешек. На Алтае осадки, содержащие подобные конкреции, также приурочены к отложениям, разделяющим верхнюю и среднюю морену.



Фиг. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма среднеплейстоценовых отложений р. Чингекатт

1 — торф; 2 — глинистый торф; 3 — глина и суглинок; 4 — песок; 5 — галечник, включенный в песок; 6 — щебень, включенный в песок; 7 — сумма древесной пыльцы; 8 — сумма пыльцы травянистых растений; 9 — сумма спор; 10 — хвощ; 11 — береза; 12 — ель; 13 — лиственница; 14 — сосна; 15 — кедр; 16 — ольха; 17 — злаки; 18 — разнотравье; 19 — вереск; 20 — полынь; 21 — лебеда; 22 — эфедра; 23 — сложноцветные; 24 — осоки; 25 — водные.

Во вследниковой области горизонты, синхроничные междуморенным отложениям области оледенения, прослеживаются в виде щебенчатых, суглинистых и супесчаных шлейфов на поверхности аллювия среднего комплекса террас. Приуроченность междуморенных отложений, так же как и остатков среднего моренного горизонта, к глубоким речным врезам говорит о том, что в период, предшествовавший их отложению, происходили тектонические движения, результатом которых было резкое врезание и, видимо, частичное переформирование гидрографической сети.

Приуроченность к описанному горизонту озерных осадков с линзами, содержащими пыльцу целого ряда влаголюбивых трав и таежных древесных растений на участке, близко расположенном от одного из центров последнего оледенения, показывает на отсутствие распространения ледников в этот период в Западной Туве и, таким образом, на возможность сравнить его с межледниковой эпохой других районов.

Покрывающий отмеченные междуморенные отложения, верхний горизонт морены развит в хребтах Западной Тувы довольно широко.

Специфический моренный рельеф, связанный с развитием этой морены, хорошо сохранился и позволяет установить довольно четко границы этого оледенения. В пределах Западной Тувы морены последнего оледенения принадлежат долинным ледникам, имевшим каровое пи-

тание из области наиболее высоко поднятых участков хребтов, абсолютная высота которых колеблется от 2300 до 3500 м. Сильная расчлененность рельефа древней и более молодой эрозией привела к значительной разобщенности вершин хребтов, в связи с чем последнее оледенение Западной Тувы имело большое количество разобщенных и мелких центров питания.



Фиг. 17. Конечная морена в долине р. Улуг-Оруг (фото Н. А. Ефимцева).

Наиболее монолитный участок развития моренных отложений последнего оледенения Западной Тувы располагается в пределах южной части хребта Шапшал, вершины которого подняты на высоту 3000—3500 м. Таким образом, все реки, стекающие с него, несут следы молодого оледенения.

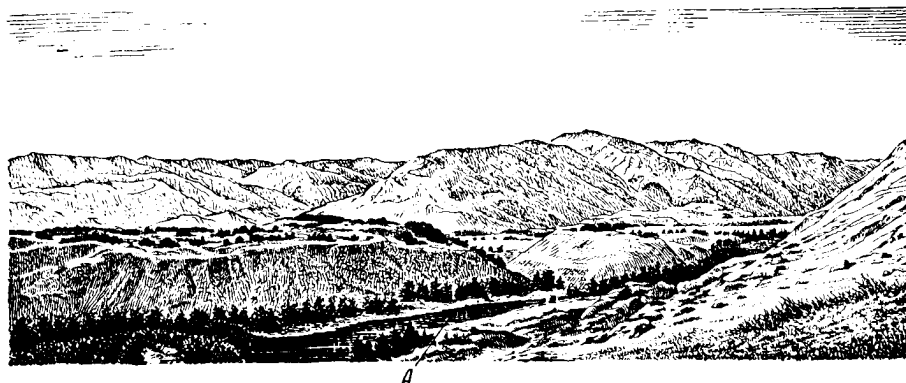
Молодые морены хребта Шапшал приурочены к хорошо выраженным троговым долинам, несущим в своих верховьях различные формы ледниковой экзарации, начинающиеся в области развития кадров. На значительном протяжении троговые долины используют ранее выработанные долины речной сети, которые отвечают молодому врезу, расчленившему хребет Шапшал в период, предшествовавший последнему оледенению. Отвечающая этому времени эрозия расчленяет и поверхность древнего плато, несущего сильно эродированный покров более древней морены.

Таким образом, верхний горизонт морены залегает в хр. Шапшал на различных высотных отметках. На участках, где положение дна трогов имеет отметки около 1700 м абс. высоты, морены обычно исчезают.

В области южной части Шапшала хорошо выраженные конечные морены, связанные с верхним моренным горизонтом, обнаружены по долинам рек Улуг-Оругу (фиг. 17), Таштыхолу, Чульче и Кара-холь (фиг. 18 и 19). Во всех этих долинах конечные морены представляют собой гряды, приподнятые над дном речных долин на высоту от 50 до 120 м и имеющие холмистую поверхность, усеянную большим количеством валунов значительных размеров. Современные реки, прорезая их,

приобретают неравновесный крутопадающий профиль. Ниже конечных морен по прорезающим их долинам сразу начинается серия хорошо выраженных террас.

В северной части хребта Шапшал, где гребни его имеют высоту не более 3000 м и сильно расчленены эрозией, морены заполняют не только молодые троговые долины, но и растекаются по широким древним



Фиг. 18. Конечные морены оз. Кара-холь Алашский, прорезанные последующей эрозией. А — русло р. Кара-холь (рис. М. П. Корина по фото Л. Д. Шорыгиной).



Фиг. 19. Моренный рельеф у южного конца оз. Кара-холь, а — склоны врезанной в конечную морену долины р. Кара-холь (фото Н. А. Ефимцева)

ложбинам и поверхности высокогорного плато и приобретают полупокровный характер.

Отложения верхней морены хорошо развиты в пределах Саянских хребтов, где они, так же как и в хребте Шапшал, приурочены к трогам, а также заполняют участки древних ложбин. Большинство ледников, оставивших эти морены, имели небольшие размеры, — их конечные морены расположены на высоте, лишь немного меньшей 2000 м.

К востоку от южного окончания хребта Шапшал моренные покровы молодого оледенения также развиты на ограниченных участках, сохраняя те же взаимоотношения с рельефом и с более древним моренным горизонтом, как и в Шапшале. Начиная от верховьев р. Барлыка, в связи с общим понижением хребтов, площади, покрытые мореной молодого оледенения, сокращаются и восточнее верховья р. Чазадыра исчезают совершенно. Они снова появляются только у восточного окончания хребта Западного Танну-Ола, на участке верхнего течения р. Шалаш и в верховьях рек Чаа-холь, Хуле и Кожей, где имеется ряд молодых трогов, врезанных в поверхность хребта Западного Танну-Ола и прилегающих участков высокогорного плато, покрытого мореной более древнего оледенения.

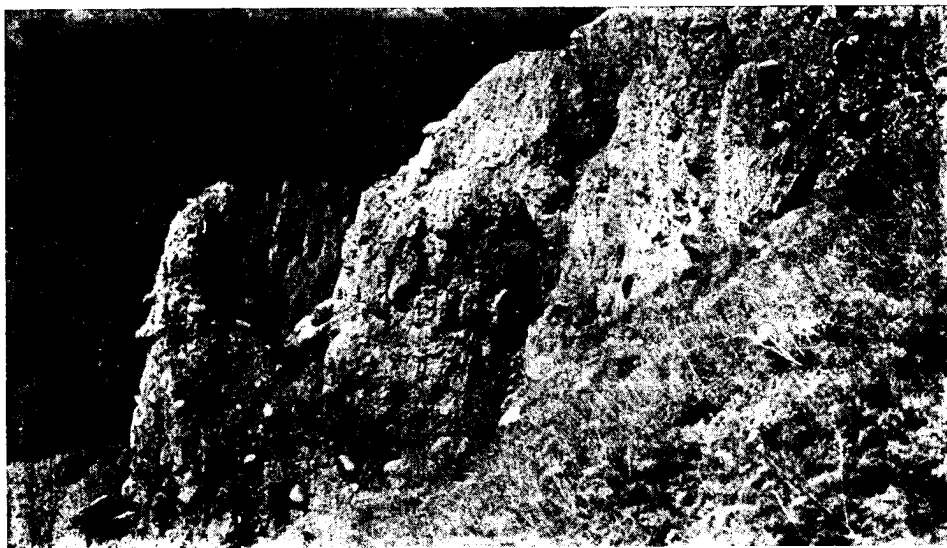
В имеющихся разрезах, значительная часть которых расположена по мелким рекам, впадающим в озера Кара-холь и Алашское, морена представлена пепельно-серой супесью или песком, содержащим примесь пылеватых частиц, в котором включено значительное количество валунов различного петрографического состава и различных размеров. Однако в большинстве случаев размеры валунов редко превышают 75 см в поперечнике, и большинство из них имеет размеры, колеблющиеся от 2—3 до 30 см. Морена слабо карбонатна, причем карбонаты вместе с пылеватым материалом довольно хорошо скрепляют морену (фиг. 20). Указанные разрезы характеризуют главным образом донную морену, которая выстилает дно значительного количества речных долин, подвергавшихся оледенению, и покрывает некоторые участки их склонов.

Боковая морена обычно значительно сильнее обогащена более крупным валунным материалом, здесь преобладают валуны, достигающие 50—100 см в поперечнике. Материал боковых морен сосредоточен в пределах склонов речных долин, располагаясь на них в виде продольных валов, но дифференциация боковой морены происходит только по более крупным речным долинам, имеющим достаточную ширину, в то время как мелкие речные долины покрыты единым, не дифференцированным моренным чехлом.

По ряду речных долин верхний моренный горизонт образует конечные морены, представленные грубым гравелистым материалом, содержащим большое количество крупных валунов, средние размеры которых колеблются около 1—1,5 м, а максимальные достигают 3 и в единичных случаях 5 м в поперечнике. Рыхлый материал в области развития конечных морен образует значительные накопления, имеющие мощность несколько десятков метров, слагаая участки холмистого конечноморенного рельефа (см. фиг. 19).

Положение конечноморенных образований, которые лежат на абсолютных отметках около 1700 м, показывает, что ледниковые языки последнего оледенения имели сравнительно небольшое протяжение и заканчивались на небольшом расстоянии от питавших их каров. Для определения возраста отмеченного оледенения важную роль играет залегание отмеченной морены на междуморенных отложениях, изученных нами в разрезе Чингекатта. Последние содержат комплекс пыльцы, дающий пыльцевую диаграмму, сходную с пыльцевой диаграммой разреза Бэле на Горном Алтае, что позволяет синхронизировать эти междуморенные отложения. Литологический характер междуморенных осадков Бэле и Чингекатта, характеризующийся наличием в обоих разрезах значительного количества щебенчатого материала наряду с присутствием глинистых прослоев, также свидетельствует о синхронности указанных отложений, а, следовательно, и о синхронности покрывающих их горизонтов морен. Учитывая, что, по данным Е. Н. Шукиной, верхний горизонт морены Бэле является синхронным верхнему горизонту морены доли-

ны р. Катунь, образующему конечные морены Маймы, можно считать верхний горизонт морены Западной Тувы синхроничным Майминскому оледенению Горного Алтая, которое относится либо к самым верхам нижнего плейстоцена схемы В. И. Громова, либо к верхнему плейстоцену. Самый верхний моренный горизонт Алтая в Западной Туве нами цигде не был обнаружен.



Фиг. 20. Морена в долине р. Самджур (фото Н. А. Ефимцева).

Отмеченным ниже- и верхнеплейстоценовым горизонтам морен соответствует серия одновозрастных им аллювиальных отложений, расположенных на поверхности средневысотного и низкого комплекса террас. Аллювиальные отложения этого возраста в изученных нами разрезах имеют сравнительно небольшую мощность, только в редких случаях превышающую десяток метров. Их вещественный состав в пределах различных террас весьма близок, поэтому для определения их возраста наряду с геологическими методами, выявляющими специфику их взаимоотношения с другими горизонтами, применим и геоморфологический метод. Использование геоморфологического метода затрудняется лишь тем обстоятельством, что на ряде участков положение террас искажено последующими новейшими тектоническими движениями, в связи с чем в проведение геоморфологического анализа должны вноситься коррективы.

Установленные нами участки заведомого развития среднего из разбрасываемых нами четвертичных горизонтов аллювия немногочисленны. Они, как уже упоминалось, относятся к среднему комплексу террас, который испытывает значительные высотные колебания. Так, в пределах некоторых из горных и предгорных участков, испытавших неотектоническое поднятие, высота этих террас достигает 60 м над современным уровнем рек. На других участках, более стабильных, высота среднего комплекса террас достигает 20—25 м. В пределах впадин, испытавших неотектоническое опускание, высота средних террас падает до 5—3 м, а на некоторых участках впадин, как, например, по нижнему течению рек Барлыка и Чадана в Хемчикской впадине, а также по нижнему течению рек Чаа-холя и Северного Торгалыка в Центрально-Тувинской впадине, аллювий этих террас лежит ниже уреза современных рек. Характерным для

разреза средних террас является наличие покрова делювиально-пролювиальных отложений, которые имеют специфический характер, обусловленный своеобразной слоистостью, связанной с наличием довольно выдержанных, линзообразно выклинивающихся алевроитисто-супесчаных прослоев в общей супесчано-щебенчатой толще пролювия.

Мощность покрова делювио-пролювия на среднем комплексе террас колеблется от 10—15 до 0,5 м и в некоторых редких случаях он исчезает совсем.

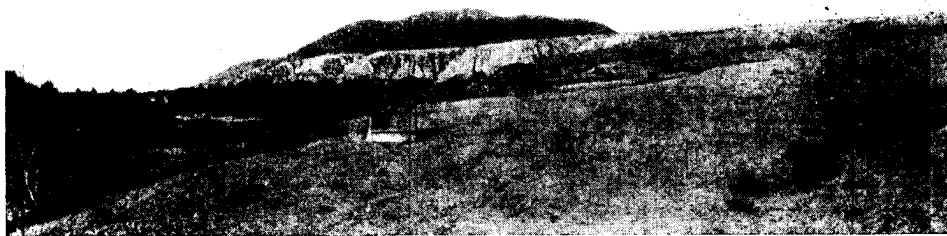
Подстилающий эту пролювиальную толщу аллювий состоит из более или менее хорошо окатанного невыветрелого галечника и валунника небольшой мощности, исчисляемой несколькими метрами. Размеры галек колеблются от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. В бассейнах тех рек, которые связаны своими верховьями с областями оледенения, к галечнику примешивается валунный материал.

Для определения возраста галечников средних террас чрезвычайно ценны разрезы, имеющиеся по левобережью р. Хемчика, ниже устья р. Алды-Ишкин. Здесь (фиг. 21) при приближении к северному борту Хемчикской впадины средняя терраса, имеющая несколько южнее высоту 5—6 м, поднимается на 50 м над уровнем р. Хемчика. В разрезах, вскрывающих ее, видно, как аллювий террасы, покрывающийся толщей пролювия, лежит на бурых, слабо выветрелых эоплейстоценовых галечниках, слагающих цоколь террасы. Подобные же разрезы этой террасы имеются в районе Убсанурской впадины, в долине р. Холу. Так как делювио-пролювий, покрывающий галечники, судя по его литологическому составу и положению в разрезе, является синхроничным междуморенным нижнеплейстоценовым отложениям, вскрытым в Чингекатте, то можно считать и покрываемые ими галечники нижнеплейстоценовыми и синхронизировать их с катунской мореной Алтая, отвечающей максимальному оледенению этой области и отнесенному Е. Н. Щукиной к нижней половине нижнего (среднего старых схем) плейстоцена.

Более молодой аллювий слагает нижний комплекс речных террас, который состоит из двух-трех террасовых уровней. В горных участках аллювий этих террас состоит из галечников до 10 м мощности, лежащих на террасах, не имеющих цоколя из палеозойских пород. В Хемчикской и Центрально-Тувинской междугорных впадинах состав аллювия этого комплекса террас несколько меняется за счет увеличения примеси песчаных и песчано-гравелистых частиц. Следы выветривания как в галечнике, так и во включающем его песке отсутствуют, и аллювий, лежащий на разных ступенях этого комплекса террас, совершенно не отличим, поэтому его расчленение на отдельные горизонты и прослеживание их на значительное расстояние чрезвычайно затруднительно. Затруднения увеличиваются сильнее, в связи с тем, что высота нижнего комплекса террас изменчива и часто на коротких расстояниях настолько резко меняется, что протягивание синхроничных террасовых уровней даже по одной речной долине требует проведения весьма детальных исследований. В общем высота террас нижнего комплекса колеблется от 50 до 2—3 м под урезом рек. Они довольно резко поднимаются в области развития конечных морен. По направлению к впадинам высота террас снижается до 5—10—15 м. На отдельных участках впадин, видимо испытывающих наиболее сильное погружение, нижний комплекс террас сливается с поймой. Во всех разрезах аллювий нижнего комплекса террас не перекрывается никакими более молодыми отложениями.

Данные, полученные нами в пределах долины р. Южного Торгалыка, свидетельствуют о том, что период отложения аллювия террас нижнего комплекса охватывает довольно значительный отрезок времени от конца

последнего оледенения Тувы, которое, видимо, отвечает концу нижнего плейстоцена, до начала голоцена. Подтверждением высказанных соображений являются данные об увязке верхней из нижнего комплекса террас с конечными моренами последнего оледенения, которые проводились мною уже выше. Таким образом, оценивается нижний возрастной предел аллювия террас нижнего комплекса. Для определения времени образования более низких террас этого комплекса нами используются материалы пыльцевых анализов, полученные из аллю-



Фиг. 21. Среднечетвертичная терраса р. Хемчика, ниже пос. Хортайга (фото Н. А. Ефимцева)

виальных отложений террас р. Южного Торгалыка. Здесь в верхнем отрезке этой долины имеется довольно хорошо выраженная терраса высотой около 20 м, которая на довольно коротком расстоянии снижается до 15—12 м. Она не имеет цоколя из коренных пород и целиком складывается аллювиальными осадками, представленными чередованием прослоев песка около 1—1,5 м мощности, содержащего плохо окатанную гальку, и серой горизонтально слоистой глины. Пыльцевая диаграмма из этого разреза, составленная О. В. Матвеевой, приведена на фиг. 22.

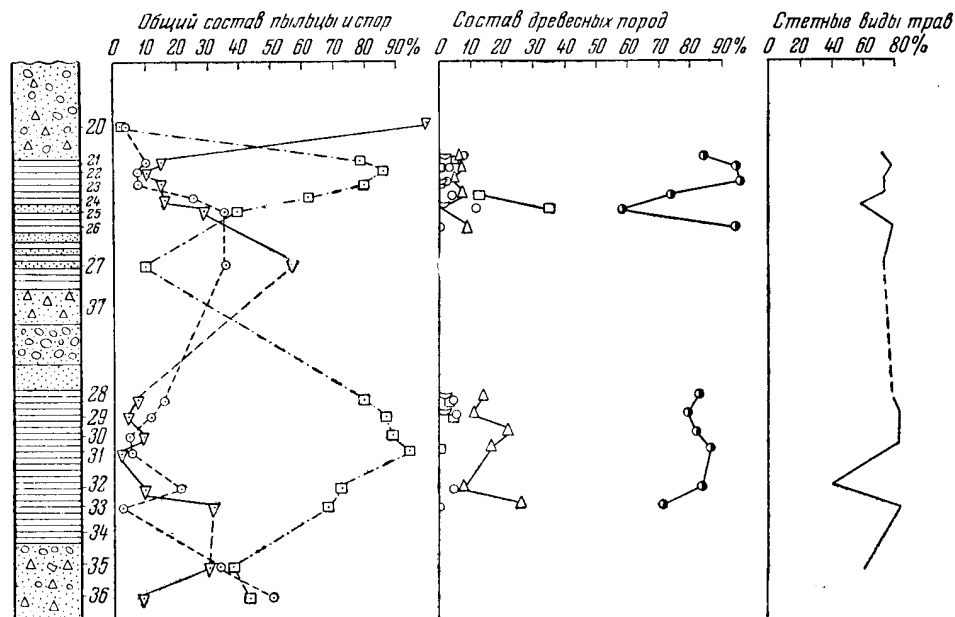
Анализ этой диаграммы показывает, что в ее нижней части на фоне высокого содержания пыльцы кедра и присутствия пыльцы лиственницы выделяется наличие значительного количества пыльцы ели, знаменующей собой для сибирских условий оптимальную климатическую обстановку. В верхней части диаграммы количество пыльцы ели сокращается, и она замещается пылью ольхи и березы.

Эти данные по пыльцевому спектру среднего уровня нижнего комплекса террас р. Южного Торгалыка позволяют их сопоставить с диаграммой верхнечетвертичных отложений Горного Алтая, полученных из образцов, взятых в долине р. Бии, в Волчьем логу, расположенном у пос. Енисейское. Время образования осадков, содержащих пыльцу, следует здесь за врезом, вскрывающим перигляциальные майминские отложения Алтая, и предшествует отложению аллювия, синхроничного «верхнечетвертичному оледенению этой территории».

Таким образом, если верхний уровень нижнего комплекса террас в речных долинах Западной Тувы относится еще к верхам нижнего плейстоцена, то средний уровень этого комплекса является верхнеплейстоценовым.

Иного характера пыльцевая диаграмма была получена из отложений самого низкого уровня нижнего комплекса террас, содержащего по той же долине р. Южного Торгалыка в основании аллювия торф и имеющая здесь высоту около 4 м над уровнем реки. Анализ, проведенный О. В. Матвеевой, показал, что (фиг. 23) содержащаяся в торфе пыльца в пределах изученного разреза имеет однообразный состав, в котором

превалирует пыльца кедра и сосны, в то время как пыльца других древесных пород, в том числе ели, находится в незначительных количествах. Приведенная диаграмма близка к диаграмме, полученной при анализе открытого торфяника, лежащего в пределах озерной Сотхольской впадины (фиг. 24), ее можно сравнить также с диаграммой погребенного торфяника в отложениях низкой надпойменной террасы, описанного Е. Н. Щукиной по долине р. Каракудюра (левый приток р. Башкауса). Возраст последнего может быть определен концом верхнего плейстоцена или даже началом голоцена.



Фиг. 22. Спорно-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых отложений; Торгалык I
(Условные обозначения те же, что на фиг. 16)

Таким образом, нижний комплекс террас Западной Тувы, видимо, отвечает середине и концу плейстоцена и знаменует собой время деградации последнего оледенения Западной Тувы.

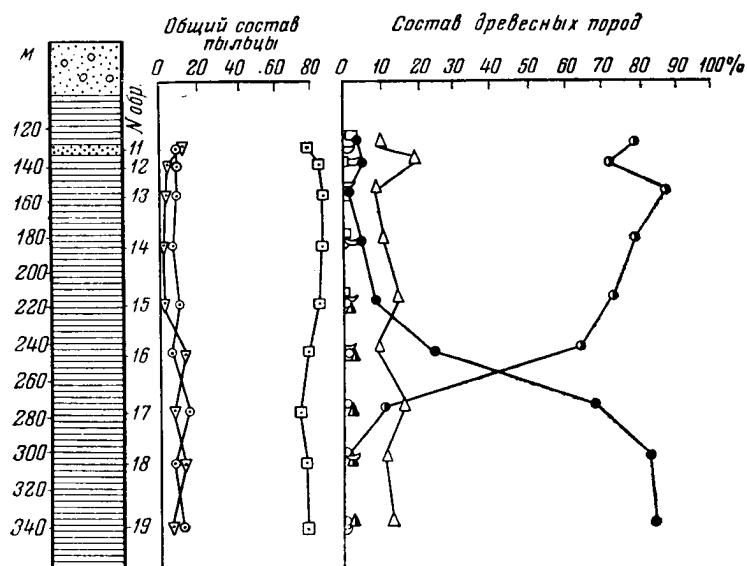
Период формирования речных террас Западной Тувы завершился в голоцене формированием поймы.

К нижне- и верхнечетвертичному возрасту принадлежат также пролювиально-делювиальные отложения, которые, однако, имеют много общих черт с перигляциальными отложениями, поэтому для более точного выяснения их генезиса необходимы дальнейшие исследования. Кроме пролювиальных отложений эоплейстоценового возраста, разобранных нами выше, имеется еще два пролювиальных горизонта, один из которых мы также уже несколько охарактеризовали выше, при описании межледниковых отложений долины р. Чингекатта.

Аналогичные Чингекаттским пролювиальные отложения, подстилающие верхний горизонт морены, были обнаружены в склонах котловины оз. Кара-холь Алашского и в некоторых других пунктах. Во внеледниковой области горизонт пролювия, синхронный времени, предшествующему последнему оледенению, развит чрезвычайно широко в области впадин и прилегающих к ним участков низких и средних гор, где он перекрывает поверхность аллювия средневысотных террас. Лучшие обнажения пролювиальных отложений, где мощность их превышает 15 - 20 м,

вскрываются по левому берегу р. Хемчика, на участке, лежащем несколько ниже поселка Ийме, и в разрезах по нижнему течению р. Холу, в пределах Убсанурской впадины.

В обоих разрезах описываемая толща имеет сходный облик и состоит из щебенчатого материала с хорошо выраженной слоистостью, обусловленной наличием горизонтальных, линзообразно выклинивающихся прослоев палевой супеси, иногда с незначительным количеством щебенки. Описываемая толща осадков располагается на поверхности среднего комплекса террас.



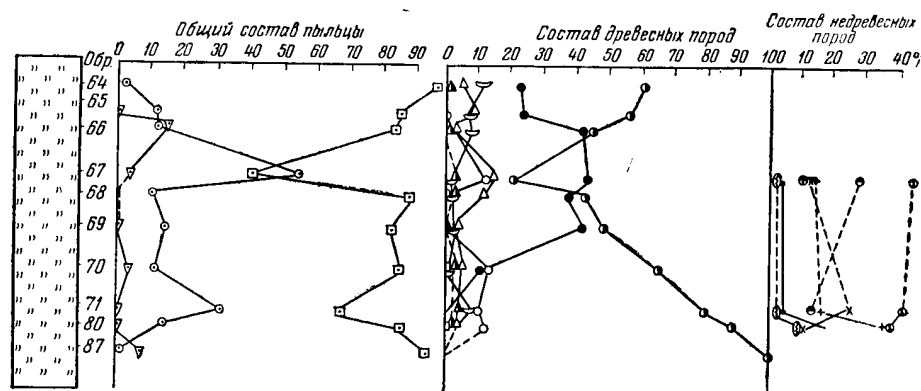
Фиг. 23. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений;
Торгалык II

(Условные обозначения те же, что на фиг. 16).

Верхний уровень нижнего комплекса террас, который, как мы уже отмечали, увязывается с конечными моренами последнего оледенения Западной Тувы, в изученных разрезах врезан в средний комплекс террас. Таким образом, время образования пролювиальной толщи, перекрывающей средний комплекс террас, предшествовало последнему оледенению. Специфичность и выдержанность состава описанных отложений позволяют выделить их в качестве руководящего горизонта и проследить на значительные расстояния как в пределах Западной Тувы, так и в области прилегающего к ней Горного Алтая.

Более молодым является горизонт пролювия, приуроченный к дну и низким террасам мелких овражных долин. Этот горизонт, так же как и более древний, имеет серый цвет и состоит преимущественно из щебенчатого материала, включенного в супесь, однако в нем никогда не наблюдается выдержанной слоистости, которая отмечалась в более древнем горизонте. При выходе овражных долин в пределы крупных речных артерий в аллювии их низких террас иногда появляется примесь пролювиального материала. В нижних отрезках овражных долин хорошо видно соотношение молодого горизонта пролювия с более древним — нижнелейстоценовым. Последний в пределах приустьевых частей овражных долин поднят над их дном на высоту, исчисляющуюся одним или несколькими десятками метров, и отделен от террас, сложенных более молодым пролювием, значительным врезом.

Кроме разобранных выше генетических типов четвертичных отложений, широкое распространение в Западной Туве имеют различные покровные образования, которые приурочены к водораздельным участкам и особенно широко развиты в пределах высокогорных и среднегорных плато. Стратификация их затруднена, так как взаимоотношения с другими образованиями нигде достаточно ясно не видно. К таким отложениям относятся главным образом различные виды элювия, солифлюксий и частично делювий, покрывающий пологие приводораздельные склоны.



Фиг. 24. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений окрестностей оз. Сют-холь

(Условные обозначения те же, что на фиг. 16).

Находки фауны млекопитающих в четвертичных отложениях Тувы крайне редки.

Все имеющиеся находки можно разбить на три группы. Первая из них включает обломок черепа с рогом, определенного Э. А. Вангенгейм как череп *Bison priscus longicornis* W. G o m. (хазарский фаунистический комплекс). Этот череп был обнаружен местными жителями в основании склона р. Бийхема, недалеко от поселка Сейба. Стратиграфическое положение этой находки не выяснено.

Ко второй группе находок костных остатков относится зуб слона, обнаруженный на средневысотной террасе р. Хорал, имеющей высоту около 40 м. Зуб был доставлен сотрудником треста Аэрогеология И. Г. Нордега. В. И. Громов определил его как раннюю форму мамонта (верхнепалеолитический фаунистический комплекс ориньяк) — вторая половина нижнего плейстоцена. Зубы подобного же слона были обнаружены Н. А. Ефимцевым в разрезе Чингекатта.

Последняя — третья группа костных остатков более многочисленна. Все они представлены зубами и частями скелета, принадлежащими обычной форме мамонта, и обломками черепа шерстистого носорога. Отмеченные находки относятся к типичным представителям молодых фаун верхнепалеолитического комплекса (солютрейской и мадленской), выделенных В. И. Громовым (1948) для Европейской части СССР как верхнеплейстоценовые. Они были обнаружены в русле р. Элегест, на участке его верхнего течения, в карьерах среди отложений нижнего комплекса террас.

Рассмотрение перечисленных остатков млекопитающих из четвертичных отложений Тувы приводит нас к заключению, что они хорошо датируют два из выделенных нами горизонтов отложений этого возраста. Так, мамонт раннего типа, приуроченный к комплексу аллю-

вия средних террас и синхроничных ему междуморенных отложений, подстилающих верхний горизонт морены, показывает на принадлежность содержащих его осадков ко второй половине нижнего плейстоцена.

Этот вывод подтверждает наши соображения о синхронности указанных осадков междуморенным отложениям, подстилающим морену майминского оледенения, выделенную для Горного Алтая Е. Н. Шуклиной и отнесенную ею к середине плейстоценового времени.

Вторым горизонтом, охарактеризованным фауной, является аллювий нижнего комплекса террас, который в основном принадлежит верхнеплейстоценовому времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги вышесказанному, можно сделать вывод, что в истории развития Западной Тувы, начиная с неогена, намечается четыре крупных этапа (схема 1).

Первый этап относится к неогену. Он характеризуется преобладанием тонкозернистых осадков, отлагавшихся в межгорных впадинах, где преобладают глинистые, карбонатные и отчасти углистые накопления озерно-болотного происхождения. Аллювиальные осадки в пределах впадин представлены мелкозернистыми песками, не содержащими галек. Несколько изменяется состав осадков в прибортовых частях впадин, где увеличивается наличие грубого материала, а в аллювиальных отложениях появляются галечники. Отмеченный состав неогеновых отложений показывает, что горные хребты, хотя и существовавшие в это время, не имели значительной высоты, а склоны их были пологими и слабо расчлененными. Западный Танну-Ола, возможно, представлял собой в эту эпоху ряд останцовых гор, пересеченных речными долинами. В целом рельеф имел сглаженный, несколько пенепленизированный характер, и резко отличался от высокогорного, сильно расчлененного современного рельефа Тувы. Отличия намечаются также и в расположении древней гидрографической сети, в частности, долина Енисея располагалась южнее ее современного положения. Наряду с соответствующей климатической обстановкой отмеченный характер рельефа способствовал образованию коры выветривания, также наложившей отпечаток на характер осадков этого времени.

Второй этап начинается с начала четвертичного периода и занимает весь эоплейстоцен.

Граница между первым и вторым этапом характеризуется проявлением тектонических движений. Эти движения привели к значительному подъему горных хребтов, что на фоне общего похолодания климата повлекло за собой появление оледенения. Так как рельеф в пределах хребтов все еще был слабо расчлененным, то оледенение носило полупокровный характер или принимало форму медников подножий. Кары, питавшие ледники, сохранились до настоящего времени в виде цирков, сильно разрушенных последующей эрозией.

В речных долинах, расположенных во внеледниковой области и лежащих в пределах склонов хребтов после отложения третичных осадков, отмечается значительное врезание, благодаря чему гидрографическая сеть эоплейстоцена фиксируется значительно лучше, чем третичная. Одновременно с наметившимся расчленением склонов, увеличением высоты гор и появлением оледенения меняется характер аллювиального материала, и вместо чисто песчаных аллювиальных отложений, характерных для третичного времени, на всей изученной территории аллювий эоплейстоцена представлен галечниками. В это время вся Западная Ту-

ва превратилась уже в горный район. Наследием третичного времени в эоплейстоцене является продолжающееся выветривание, однако размеры его пастолько сильно сократились, что оно не приводило к образованию мощной коры выветривания, а сводилось, главным образом, только к некоторому перераспределению окислов железа, способствующих окраске осадков эоплейстоцена в бурый цвет.

Граница между вторым и третьим этапом падает на начало нижнего плейстоцена², время которого характеризуется значительными тектоническими движениями и излиянием базальтов. Накопление осадков в это время отсутствует.

Эти тектонические движения привели к значительному переформированию рельефа Западной Тувы.

В западной части указанной территории на поверхности древнего рельефа, в котором значительные площади принадлежали высокогорным участкам, появляется ряд изолированных высокоподнятых вершин, представляющих собой отдельные тектонические блоки. В пределах этих вершин располагаются все центры плейстоценового оледенения. В результате общих поднятий в пределах Западного Танну-Ола рельеф его превращается в высокогорный. Одновременно с этим происходит общее врезание и частичное переформирование гидрографической сети, которая принимает современный облик. В этот период и долина р. Енисей занимает свое современное положение, а ряд речных долин, ранее пересекавших хребет Танну-Ола, распадаются на изолированные участки, один из которых получают сток на север, а другие на юг.

Наступившее среднелейстоценовое оледенение, в связи с изменившимся характером рельефа Западной Тувы, приобретает в значительной степени долинный характер.

С проникновением в пределы ряда речных долин ледниковых языков меняется и характер их аллювия, в котором появляется большое количество валунного материала. Значительное похолодание в плейстоцене привело и к значительному сокращению процессов выветривания, в связи с чем аллювиальные отложения плейстоцена не несут на себе следов выветривания.

Третий этап кайнозойского развития Западной Тувы имеет довольно сложную историю, так как развитие оледенения этого времени сопровождалось рядом отступаний и наступаний ледника. Одно из таких наиболее хорошо выраженных отступаний ледника совпадает с серединой плейстоцена и фиксируется хорошо выраженным горизонтом междуморенных отложений, среди которых имеются линзы аллювиально-озерных осадков. В начале верхнего плейстоцена начинается деградация оледенения Тувы, которая приводит к его исчезновению в голоцене, относящемуся к последнему, четвертому этапу развития кайнозойской истории Западной Тувы.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляева Е. И. Материалы к характеристике верхнетретичной фауны млекопитающих Северо-Западной Монголии. Тр. Монгольск. ком. Акад. наук СССР, 1937, вып. 33.
- Гричук В. П. Некоторые вопросы применения пылецевого анализа для целей реконструкции физико-географических условий. Сов. Ботаника, 1943, № 2.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, геол. сер., № 17.
- Громов В. И. О верхней границе третичного периода. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1949, № 14.

² Нижний плейстоцен, по схеме В. И. Громова и др., которая принята в моей статье, соответствует среднему плейстоцену предшествующих схем.

- Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5.
- Гудилин И.С. и Нордста И.Г. Геоморфологическая карта Тувы и объяснительная записка к ней. М., Гостеолиздат, 1950.
- Еремеев В.П. и Шорыгина Л.Д. Глины и суглинки центральной части Тувинской автономной области. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1955, вып. 165, петрогр. сер. (№ 47).
- Зайцев Н.С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хр. Танну-Ола. Докл. Акад. наук СССР, 1947, 57, № 9.
- Иванов А.Х. Об оледенении северо-восточной части Монгольского Алтая. Тр. Монгольск. ком. Акад. наук СССР, 1949, вып. 38.
- Кузнецов В.А. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Лебедева З.А. Основные черты геологии Тувы. М.—Л., Изв. Акад. наук СССР, 1938.
- Львов А.В. О геологических исследованиях в Тункинских и Китайских Альпах. Сов. Азия, 1930, № 3—4, 5—6.
- Лурье М.Л. и Обручев С.В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945 и 1946 гг. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Мартинсон Г.Г. Разнотипные комплексы пресноводных моллюсков в третичных отложениях Синцзяна. Доклады Акад. наук СССР, 1955, 102, № 3.
- Маслов В.П. Происхождение и возраст хребта Танну-Ола и Убсанурской котловины (Южная Тува). Землеведение, 1948, 2(42).
- Нехорошев В.П. Древнее оледенение Алтая. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, 1932, вып. 1.
- Никифорова К.В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. ИГи Акад. наук СССР, вып. 141, геол. сер., 1953, № 58.
- Никифорова К.В. Доклад на Междудеятельном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, М., 1956 (Рукопись).
- Николаев В.А. Некоторые данные о фауне устриц Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1938, № 1.
- Николаев В.А. Стратиграфия континентальных третичных отложений Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов на Междудеятельном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., 1956.
- Обручев В.А. Обзор путешествий Д.А. Клеменца по внутренней Азии и их географических и геологических результатов. Изв. Вост.-сиб. отд. Русск. географ. общ., 1916, 45.
- Обручев В.А. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Избр. работы по географии Азии, т. 3, М., Географиз, 1951.
- Обручев В.А. Лёсс Северного Китая. Избр. работы по географии Азии, т. 3, М., Географиз, 1951.
- Обручев В.А. О тектонике Русского Алтая. Избр. работы по географии Азии, т. 2, М., Географиз, 1951.
- Обручев С.В. 1. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. Изв. Всес. географ. общ., 1946, 78, № 5—6.
- Обручев С.В. 2. Развитие рельефа Восточного Саяна. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1946, вып. 37.
- Обручев С.В. Геологическое строение восточной половины хр. В. Саян и западной части Хамар-Дабана. 1949 (рукопись, фонды ВСЕГЕИ).
- Обручев С.В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. Землеведение, 1950, 3(43).
- Обручев С.В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. Изв. Всес. геогр. общ., 1953, № 5.
- Пинус Г.В. О западной границе области проявления юного вулканизма в горных сооружениях юга Сибири. Доклады Акад. наук СССР, 1952, 81, № 2.
- Потанин Г.Н. Очерки Северо-Западной Монголии. СПб., 1883.
- Татариннов П.М., Кузнецов В.И. и Филатов К.С. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения асбеста в верховьях Енисея (в 1932 г.). Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-разв. инст., 1934, вып. 13.
- Шнейдер Г.Ф. О возрасте континентальных кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Докл. Акад. наук СССР, 1953, 90, № 5.
- Шорыгина Л.Д. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений западной Тувы. Труды Междудеятельного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1957 г.
- Щукина Е.Н. Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий, ч. 2. Стратиграфия четвертичных отложений. 1953. Рукопись.
- Эштейн С.В. К стратиграфии четвертичных отложений Тянь-Шаня. Тр. Всес. раб. сов. по итогам изуч. четверт. периода в г. Ташкенте в 1948 г. Ташкент, Изд. Акад. наук Узб. ССР, 1953.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

К. В. НИКИФОРОВА, В. Г. ГЕРБОВА, Н. А. КОНСТАНТИНОВА

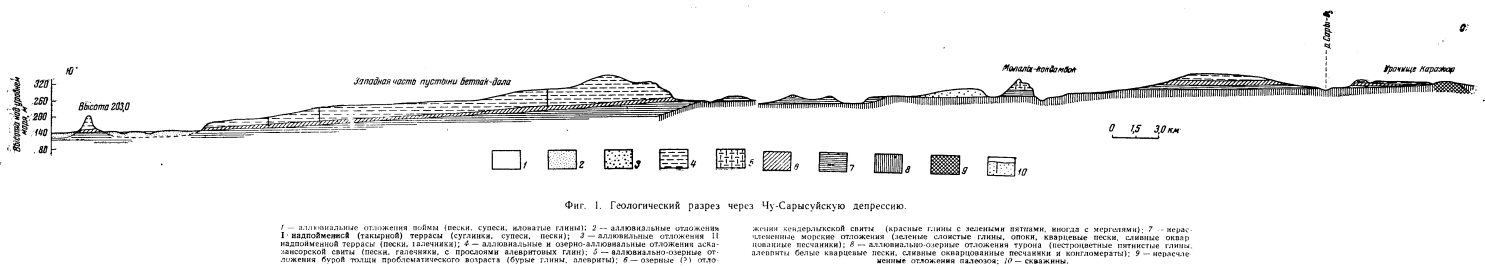
**СТРАТИГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА И СОПОСТАВЛЕНИЕ ИХ С ТАКОВЫМИ
УРАЛА, ТУРГАЯ, СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ И ЮГА
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Настоящая статья основана на личных исследованиях авторов в районах Чу-Сарысуйской депрессии, Бетпак-Далы и Павлодарского Прииртышья. Отдельные маршруты были проделаны в районах широтной дуги р. Жилапчик и Северного Приаралья. Территория Западно-Сибирской низменности освещена по литературным данным, но в интерпретации авторов настоящей статьи.

В данной статье мы коснемся лишь вопросов стратиграфии континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана, которые до сих пор еще менее всего изучены на всей огромной территории Казахстана и Западно-Сибирской низменности, и дадим сопоставление их с таковыми других районов Казахстана, Тургая, Северного Приаралья, Урала и Западно-Сибирской низменности.

Отличительной чертой континентальных отложений кайнозоя на огромной территории от Урала до Енисейского кряжа является сходный литологический характер их, в случае одинаковых фациальных условий, близкий состав фауны и флоры и сходная стратиграфическая последовательность напластования, что указывает на сходные условия их образования. Несмотря на это, до последнего времени существовали различные взгляды на возраст тех или других свит, близких по характеру на различных территориях, и поэтому отсутствовала возможность их сопоставления. Сравнительный анализ материалов по стратиграфии, литологии, флоре и фауне континентальных кайнозойских отложений на всей указанной территории показал возможность их сопоставления и позволил наметить единую стратиграфическую схему континентальных отложений для всей указанной территории (см. схему 1).

Такое сопоставление облегчается также тем обстоятельством, что везде на указанной территории от Урала на западе, через Северное Приаралье, Тургай и Западно-Сибирскую низменность до Енисейского кряжа на востоке, в основании толщи континентальных третичных отложений непрерывно прослеживаются морские отложения, представленные так называемой чеганской свитой серо-зеленых глин, возраст которых относится к верхнему эоцену — нижнему олигоцену. Этим определяется нижняя возрастная граница континентальных третичных отложений.



В Чу-Сарысуйской депрессии выше морских нижнеолигоценовых отложений чеганской свиты располагается толща плотных красных однородных глин с гипсом, залегающая на глинах чеганской свиты с четким контактом и переходящая с нее на все нижележащие отложения. Иногда среди красных глин можно проследить осветленные прослои или участки желтовато-зеленоватого цвета. Глины эти дают прекрасные обнажения в уступах Бетпакдалинского плато у родника Кендерлык, почему мы и дали название им «кендерлыкская свита». На левом берегу р. Сары-Су, в районе Кара-Джара, чеганские отложения выклиниваются, и описанная толща красных глин залегает непосредственно на отложениях верхнего мела.

Характер залегания континентальных третичных отложений в низовьях р. Сары-Су показан на разрезе через Чу-Сарысуйскую депрессию (фиг. 1). Никаких органических остатков среди описанных красных глин мы не находили. Однако Ю. А. Орлов (1941) указывает, что в низовьях р. Сары-Су он нашел в них скудные остатки солоноватоводных водорослей.

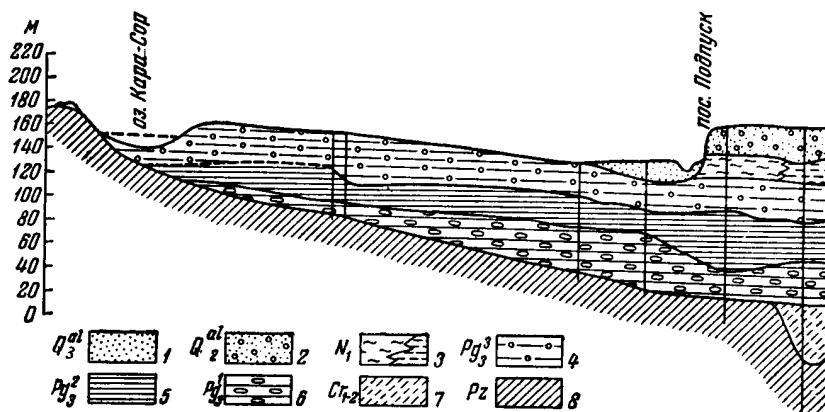
О возрасте описанных красных глин мы можем судить по следующим данным: при движении на запад красноцветные отложения постепенно замещаются пестроцветными и затем сероцветными (Н. С. Зайцев, Б. А. Петрушевский, 1950). На западе в Приаралье и некоторых районах Тургая они целиком замещаются толщей белых и серых каолиновых, часто углистых глин с прослоями песков, содержащих гипс, включения пирита и марказита. В Приаралье они получили название чиликтинской свиты, в ней были обнаружены кости *Paraceratherium* и *Schisotherium*. В районе Челкар-Нуры лигнитоносная свита замещается плотными зеленоватыми глинами, в которых были обнаружены кости *Indricotherium asiaticum* Bor., *Allacerops turgaicum* Bor. и др. (Борисяк, Беляева, 1948). Отсюда она получила название индрикотериевой свиты. В районе Челкар-Тениза (Мынсай) в аналогичных отложениях содержится флора *Sequoia Langsdorffii* Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus nostratum* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer., *Quercus Alexeevi* A. Pojark., *Zelkova Unger* Kov., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Quercus Gmelini* A. Br. (Пояркова, 1932).

В более восточно расположенных районах юга Тургайской впадины из аналогичных отложений также известна флора, которая почти не отличается от вышеприведенной. По данным Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского (1950), оттуда известны *Carpinus grandis* Ung., *Corylus insignis* Heer, *Salvinia Reussi* Eff. и др. Находки *Epiaceratherium turgaicum* Boris. позволили А. А. Борисяку (1915) определить возраст содержащих его отложений как среднеолигоценовый. Аналогичные находки были сделаны в более северных районах Тургая в той же индрикотериевой или чиликтинской свите.

Так, на правом берегу р. Кара-Тургай в ур. Алуа и по р. Сары-Тургай, у могилы Сатый в желто-бурых глинах и алевроитах чиликтинской свиты были обнаружены кости *Indricotherium asiaticum* Bor. (Лавров, 1951₂). В верховьях р. Сары-Су, по данным В. Н. Разумовой (1957), отложения этого возраста выражены лигнитоносными породами. Лигнитоносные глины среднего олигоцена отмечаются ею также в разрезах восточного склона Тургайского прогиба на правобережье р. Шагырлы-Жиланчик по речкам Кналы и Жиланды.

Все указанные выше свиты — индрикотериевая, лигнитоносная (или болаттамская) и кендерлыкская — связаны друг с другом постепенными переходами; таким образом, возраст кендерлыкской свиты, а также индрикотериевой и лигнитоносной, определяется как средний олигоцен.

В Павлодарском Прииртышье им отвечает так называемая II свита, выделенная К. В. Никифоровой (1953). Представлена она толщей так называемых шоколадных глин и песков с пиритом, ярозитом и гипсом, с большим количеством янтаря и несколькими прослоями лигнита.



Фиг. 2. Схема залегания мезозоя и кайнозоя в прибортовой части Прииртышской впадины в районе оз. Кара-Сор пос. Подпуск (по К. В. Никифоровой).

1 — голоценовые отложения современной поймы р. Иртыша (пески, иловатые глины); 2 — плейстоценовые озерные отложения (зеленые восковидные глины с мергелями, друзами гипса и $Mn-Fe$ — бобовником); 3 — миоценовые озерные отложения (зеленые восковидные глины с мергелями, друзами гипса и $Mn-Fe$ — бобовником); 4 — верхнемиоценовые озерно-аллювиальные отложения (пестроцветные песчаные и каолиновые глины, отбеленные кварцевые пески, алевриты и галечники 4-й свиты); 5 — среднемиоценовые озерно-аллювиальные отложения (шоколадные глины и пески с прослойками лигнита, 2-я свита); 6 — верхнеэоценовые-нижнеолигоценовые морские отложения (зеленые слоистые глины с песчаной присыпкой, чеганская свита); 7 — меловые озерно-аллювиальные отложения (пестроцветные и белые каолиновые глины); 8 — палеозойские отложения (нерасчлененные).

На плоскостях слоистости глин обычны скопления обильного растительного детрита и отпечатки листовой флоры. Описанные отложения распространены главным образом в пределах прибортовой части Прииртышской впадины, непосредственно примыкающей к Казахскому нагорью (фиг. 2), в наиболее центральных частях впадины они уже не содержат лигнитовых прослоев.

В обрывах р. Чидерты в лигнитовых глинах были обнаружены многочисленные отпечатки линейных листьев осоковых (*Cyperites* sp.), узких листьев ивы (*Salix tenera* A. Br.), обрывки листьев тополя (*Populus balsamoides* Goerr.) и лапы (*Pterocarya* cf. *castanveifolia* (Goerr. Menzel.)).

В обрывах берега оз. Кемир-Туз определены отпечатки водного папоротника (*Salvinia Reussi* Ett.), остатки листьев осок (*Cyperites* sp.) и наземного папоротника (*Adiantum* sp.)¹.

Данные пылецевого анализа отложений II свиты дают более богатый материал, позволяющий говорить об общем преобладании тургайской широколиственной флоры, но все еще с довольно большим участием жестколистной вечнозеленой флоры.

В Западно-Сибирской низменности к отложениям этого возраста нужно отнести так называемую верхнюю миоценовую свиту В. А. Николаева (1947₁, 1947₂, 1949) или часть некрасовской свиты — новомихайловскую подсвиту, выделяемую И. Г. Зальцманом (Михайлова, Зальцман и др., 1953) и С. Б. Шацким (1956), представленных толщей

¹ Определения В. А. Вахрамеева.

переслаивающихся серых и коричневых глин, суглинков и светло-серых песков, насыщенных растительными остатками с прослоями и линзами бурых углей.

В долине р. Шиш, правом притоке р. Иртыша, к нижней части этой свиты, представленной толстослоистыми, плотными, жирными коричневыми глинами, приурочена богатая листовая флора, названная С. В. Суховым (1954) шишским комплексом. Среди нее определены: *Salvinia Mildeana* Goerr., *Phragmites oeningensis* A. Br., *Salix* sp., *Populus glandulifera* Heer, *Populus balsamoides* Goerr., *Populus latior* var. *cardifolia* Lindl., *P. latior* var. *grossedentata* Heer, *P. latior* var. *subtruncata* Heer, *Pterocarya castaneifolia* (Goerr.) Menzel., *Quercus* cf. *Alexeevipojark*, *Quercus* sp., *Sastanea atavia* Ung., *Nelumbium* cf. *Buchii* Ett., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Nyssa* sp., *Trapa praeconocarpa* V. Vassil.

Известная тарская флора приурочена к верхней части разреза той же новомихайловской свиты.

В ней А. Н. Криштофовичем и М. И. Борсук (1939) описаны следующие виды: *Salvinia Mildeana* Goerr., *Spirimatospermum Wetzleri* (Heer) Chandl., *Populus balsamoides* (Goerr.), *Juglans acuminata* A. Br., *Alnus kefirstenii* (Goerr.) Ung., *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. А. Н. Криштофович и М. И. Борсук (1939) пришли к выводу о миоценовом возрасте тарской флоры, С. В. Сухов (1954) считал миоценовой также и шишскую флору. Миоценовыми считал обе эти флоры и П. А. Никитин (1935). Сопоставление разрезов континентальных третичных отложений Тарского Прииртышья с таковыми Павлодарского Прииртышья и другими районами Казахстана, имеющими те же флористические комплексы и, как мы видели выше, охарактеризованными фаунистически, позволили нам, а в настоящее время к этому выводу пришли и западно-сибирские исследователи, отнести отложения, содержащие шишский и тарский комплексы, к среднему олигоцену.

На Урале аналогами этой свиты среднего олигоцена является толща, выделенная Е. Н. Шукиной (1957) как олигоцен-миоценовая. Представлена она в основании галечниками, сменяющимися выше пачкой слоистых песков, суглинков и глин. Некоторые прослои глин обогащены растительными остатками, а иногда прослоями лигнитовых глин, из которых были определены богатые комплексы пыльцы.

Растительность, представленная в спорово-пыльцевых комплексах описанной толщи, легко сопоставляется с типичной Тургайской флорой из районов Тургая, Казахстана и Западной Сибири. Преимущественная роль здесь принадлежит широколиственной листопадной флоре, но еще встречаются и представители вечнозеленых форм.

В ряде районов на всей указанной территории под отложениями описанной свиты среднего олигоцена, между нею и глинами чеганской свиты прослеживается еще одна свита. В Северном Приаралье она получила название кутанбулакской (Формозова, 1949; Яншин, 1953), в ряде районов Тургая (Шинтузсай) ей отвечают пристинотериевые слои, в районе Павлодарского Прииртышья I свита (Никифорова, 1953), на территории Западно-Сибирской низменности ей отвечает нижняя миоценовая свита В. А. Николаева (1949) или атлымская подсвита (нижняя часть Некрасовской свиты) И. Г. Зальцмана (Михайлова, Зальцман и др., 1953) и С. Б. Шацкого (1956). Представлена она почти во всех случаях песчаными фациями, в некоторых случаях переходящими в железорудные (Северное Приаралье, Павлодарское Прииртышье).

В Чу-Сарысуйской депрессии она отсутствует, и времени ее накопления, по-видимому, соответствуют низы кендерлыкской свиты.

Возраст отложений описанной свиты также относится к среднему

олигоцену, что определяется залеганием их в эрозионных депрессиях на поверхности нижнеолигоценовых глин чеганской свиты и перекрыванием среднеолигоценовыми отложениями с *Indricotherium asiaticum* Bor. Кроме того, в районе Тургая, в овраге Шинтузсай, в этих отложениях были найдены кости гигантского носорога пристинотерия из сем. *Indricotheriidae*.

Флора здесь также широколиственная, тургайского типа, но еще с большой примесью жестколистной, ксерофильной. На р. Жаман-Каинды В. С. Корниловой и В. В. Лавровым (1949) в аналогичных отложениях были обнаружены отпечатки листьев *Rhus turcomanica* (Kryst.) Eug. Kog., *Myrica turgaica* sp. n. и др.

В Павлодарском Прииртышье вблизи границы с Казахским нагорьем она представлена белыми кварцитовидными песчаниками, косо-слоистыми, иногда переходящими в железистые песчаники. В нижнем течении р. Карасу (Шидерты) и по балкам, пересекающим восточные склоны озер Жаман-Туз и Кызыл-как, она представлена оолитовыми железняками и железистыми конгломератами с оолитовым цементом.

В них встречены линзы битой ракуши, состоящей почти исключительно из створок одного вида *Cyrena* cf. *semistriata* Desh., либо с примесью пресноводных и морских гастропод. Обычно эти линзы ракуши сцементированы марганцевистым сидеритом и содержат также зубы акул. В обрывах оз. Жаман-Туз в омарганцованных песчаниках верхней части описанной свиты был встречен отпечаток обломка кожистого листа, относящегося к группе вечнозеленых дубов *Quercus* sp. (определение В. А. Вахрамеева). Из осадков кутанбулакской свиты различных разрезов Павлодарского Прииртышья определена флора *Poa* sp., *Phyllites* sp., *Juglans* sp., *Phragmites* sp., *Phyllites* sp. (Dicofyledonae).

Спорово-пыльцевой комплекс отложений I или кутанбулакской свиты из этих же районов показал резкое увеличение по сравнению с чеганской свитой количества пыльцы сем. *Betulaceae* (до 50% от общей суммы покрытосеменных) и преобладание пыльцы *Taxodiaceae* в группе хвойных, среди которых появляется пыльца *Pinus* из секции *Strobus* (Заклинская, 1953), хотя вечнозеленая флора присутствует еще в большом количестве.

Э. А. Копытова определила в спорово-пыльцевых комплексах отложений этой свиты преобладание голосеменных, представленных различными видами *Pinus*; встречается пыльца *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, появляется *Tsuga*. Среди покрытосеменных встречаются *Pterocarya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Carya*, *Ulmus*, *Fagus*, *Acer* и др. Продолжают встречаться вечнозеленые и субтропические формы.

На Среднем Урале с кутанбулакской свитой среднего олигоцена легко сопоставляется толща так называемых черных глин Александровского лога, выделенная Е. Н. Шукиной (1957). Представлена эта толща пачкой обогащенных карбонатами черных глин с прослоями коричневых глин, богатых крупными конкрециями сидерита, а местами и включениями известняка. Приурочены они к древнему руслу и принадлежат, по мнению Е. Н. Шукиной, к пойменной фации древних аллювиальных отложений.

Спорово-пыльцевые анализы этой толщи указывают на преобладание среди растительной ассоциации во время ее накопления покрытосеменных (до 83%), основную часть которых составляла ольха (до 66,5%). К ней была примешана береза (до 7,5%), ореховые представлены родом *Juglans*; *Carya* встречена в единичных экземплярах. Представители голосеменных составляют лишь до 29% (Шукина, 1957).

Легче всего комплекс растительности из глин Александровского лога Висимской депрессии может быть сопоставлен, по мнению Е. Н. Шуки-

ной, с комплексом тургайской флоры, относимой А. Н. Криштофовичем к верхнему олигоцену. Ссылаясь на работу И. М. Покровской (1947), Е. Н. Щукина (1957) пишет, что И. М. Покровская намечает три фазы развития растительности по анализам глин, залегающих, по Е. С. Бойцовой, выше морских осадков, датированных по фауне среднеолигоценовым возрастом. По представлениям И. М. Покровской, возраст этой флоры — миоценовый. Возможно, что наиболее древняя фаза принадлежит олигоцену.

В настоящее время возраст морских отложений Тургайской впадины датируется, как известно, не средним, а нижним олигоценом, а слои с тургайской флорой на основании изучения многочисленных остатков фауны млекопитающих относятся, как мы видели, к ряду свит среднего и верхнего олигоцена, причем нижние горизонты их, несомненно, определяются как среднеолигоценовые.

Таким образом, толща черных глин Александровского лога относится, по нашему мнению, к среднему олигоцену и сопоставляется нами с култанбулакской свитой Северного Приаралья.

Выше Чиликтинской свиты в Северном Приаралье залегает еще одна свита — жаксыклычская, которая, по исследованиям А. Л. Яншина (1953), местами фациально замещает чиликтинскую. Поэтому возраст ее А. Л. Яншин также считает среднеолигоценовым. Аналогом ее в Павлодарском Прииртышье является так называемая III свита К. В. Никифоровой (1953), представленная слоистыми серовато- и голубовато-зелеными алевритовыми глинами, алевритами, часто неравномерно ожелезненными, пятнистыми, содержащими конкреции лимонита, обычно с разрывом залегающими на отложениях II свиты. В отложениях жаксыклычской свиты встречаются тонкие прослои и линзы с зубами рыб и битой ракуши пресноводных моллюсков, вивипарид (*Viviparus* cf. *kwelinensis* Hsü), унioniid, вальватид. Свита эта встречается спорадически, поэтому, может быть, правильнее называть ее слоями.

Стратиграфически выше всех указанных трех свит среднего олигоцена на всей указанной территории с разрывом, переходя с одной свиты на другую, залегает толща песчано-галечных отложений, возраст которых определяется как верхний олигоцен. Обоснование ее возраста наиболее четко устанавливается на территории Чу-Сарысуйской депрессии и Бетпак-Далы. Здесь выше красных глин кендерлыкской свиты с глубоким разрывом залегает светлая, преимущественно песчано-галечная толща, которую мы выделили под названием асказансорской свиты по имени солончака Асказан-Сор, где впервые среди ее отложений Д. И. Яковлевым (1941) была обнаружена богатейшая фауна млекопитающих. В области нагорья восточной Бетпак-Далы она залегает с резким разрывом преимущественно на породах палеозоя, реже подстилается незначительными по мощности отложениями более древних горизонтов палеогена или мела. Общая мощность отложений обычно не превышает 10—12 м. Описанные отложения выполняют речную долину по правому берегу р. Чу, протягивающуюся на расстояние 140 км от ур. Андассай до оз. Сарычеганак. Далее на запад они обнажаются в пределах Чу-Сарысуйской депрессии (по правому берегу р. Чу и обоим берегам р. Сары-Су), где выражены уже в озерно-аллювиальной фации. Здесь они слагают наиболее возвышенные части рельефа.

В центральной части Чу-Сарысуйской впадины (у солончака Асказан-Сор) мощность их увеличивается и разрез наиболее полный.

В ряде пунктов из различных частей Чу-Сарысуйской депрессии описанной толщи известны находки фауны млекопитающих. Крупное местонахождение фауны млекопитающих обнаружено Д. И. Яковлевым у солончака Асказан-Сор.

Раскопками Палеонтологической экспедиции под руководством Ю. А. Орлова здесь были обнаружены: *Phyllotillon betpakdalensis* (Flerov), *Brachypotherium* sp., *Suidae* (?), обломки щитков черепах *Clemmys kasachstanica* Khoz., грызуны; хищники: *Amphicyoninae*, *Machairodontinae*; мелкие хищники: *Dicerorhinus tagicus* Roman., *Hemimeryx tusgaicus* Boris., *Brachyodus* sp., *Antracotherium* sp. Из сборов Д. И. Яковлева А. А. Борисяком определены остатки *Indricotherium*. На столовом останце Тас-Булак (правобережье р. Сары-Су) собраны следующие кости млекопитающих (определения Е. И. Беляевой): *Indricotheriidae*, *Hyracodontidae*, *Chalicotheriidae*, *Schicotherium turgaicum* Boris., *Schisotherium* sp., *Equidae*, *Antracotheriidae*, *Gelocidae* (*Prodremotherium* sp.); хищники *Carnivora*? и черепахи.

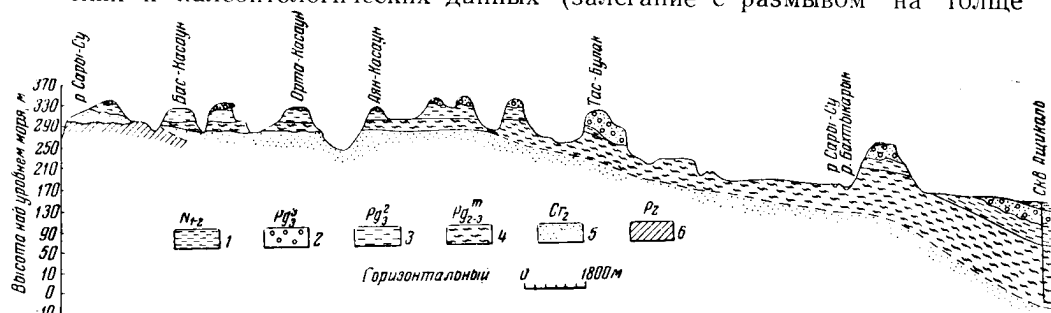
До наших исследований 1951—1952 гг. в ряде пунктов описываемой территории были известны находки фауны млекопитающих и черепах. Они были известны в урочище Тамгалы (в долине р. Бохты-Карын) и в ряде пунктов в долине р. Сары-Су (Тас-Булак, Кендерлык, Асказан-Сор). На основании фауны млекопитающих (*Indricotherium* sp., *Hemimerix* sp.) отложения, встреченные на р. Бохты-Карын, были отнесены к среднему олигоцену; аналогичные отложения у солончака Асказан-Сор с остатками *Indricotheriidae*, *Phyllotillon betpakdalensis* Flerov., *Dicerorhinus tagicus* Roman., *Brachypotherium* sp., *Machairodontinae* и других хищников были отнесены к нижнему миоцену — верхнему олигоцену. Нашими исследованиями были обнаружены остатки млекопитающих в тех же и ряде других местонахождений в отложениях, покрывающих красные глины среднего олигоцена (Кутан-Тас, Аяк-Касаун, Бас-Касаун, родник Тас-Булак, Бохты-Карын, Асказан-Сор и др.). Отложения, содержащие указанные остатки, хорошо выдерживаются по своему характеру и представляют единую толщу. Условия их залегания в пределах Чу-Сарысуйской депрессии показаны на фиг. 3.

Состав фауны, по мнению Е. И. Беляевой и Ю. А. Орлова, соединяет в себе элементы и средне- и верхнеолигоценовой фауны. Так, с одной стороны, нами были встречены остатки мелкого *Chalicotherium*, носорогообразных и индрикотерия (определение Е. И. Беляевой), что свидетельствует как бы о среднеолигоценовом возрасте отложений (Тас-Булак, Кутан-Тас, Бохты-Карын); с другой стороны, в Асказан-Соре в аналогичных отложениях встречены остатки более молодого облика, но совместно с *Indricotherium* (находки Д. И. Яковлева).

В 1952 г. получены также новые материалы по олигоценовой фауне млекопитающих, собранные В. И. Елисеевым на нагорье восточной Бетпак-Далы, по правобережью р. Чу. Среди них Е. И. Беляевой определены: *Indricotheriidae*, *Rhinocerotidae* (подсемейство *Allaceropinae*), *Entelodontidae*, *Antracotheriidae*, *Brachyodus* (?), *Carnivora* (подотряд *Creodonta*), *Hyaenodontidae* (*Hyaenodon* sp.). Здесь присутствуют формы, также характерные для среднего и верхнего олигоцена. На правом берегу р. Сары-Су, в обрыве столового останца Аяк-Касаун, в песчано-галечной толще, залегающей с размывом на красных глинах, нами были обнаружены отпечатки листовой флоры. По определению В. А. Вахрамеева, она принадлежит листопадным древесным растениям. Среди растительных остатков определены: 1) *Alangium aequalifolium* (Goerpp.) Krysht. (et) Bor., 2) *Betula prisca* Ett., 3) *Quercus* sp., 4) *Cercidiphyllum* sp. (?).

Alangium aequalifolium описан из континентальных отложений Тары (р. Иртыш). В последнее время он обнаружен в верхнем олигоцене Томска (по данным Горбунова). П. А. Мchedlishvili (1948) указывает этот вид в улькянской свите междуречья Тургая и Иргиза. В. А. Вахрамеев и А. Л. Яншин относят улькяскую свиту к верхнему олигоцену.

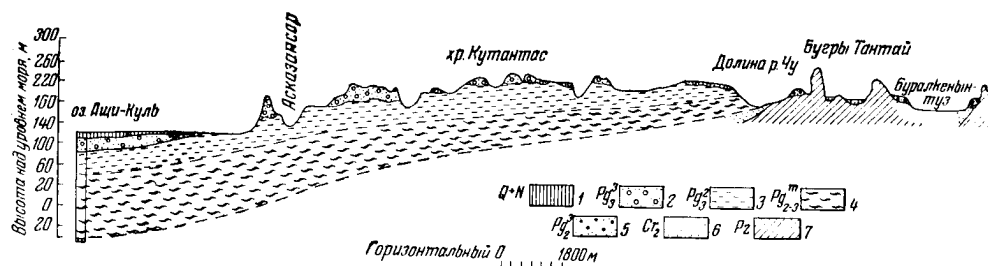
Betula prisca найдена в отложениях среднего и верхнего олигоцена Северного Приаралья. Все вместе взятое говорит за верхнеолигоценовый возраст вмещающих отложений. Таким образом, вся сумма геологических и палеонтологических данных (залегание с размывом на толще



Фиг. 3. Схематический профиль через северную часть Чуйской мульды

1 — зеленато-серые глины миоцена с железисто-марганцевым бобовником; 2 — пески, глины, галечники и конгломераты верхнего олигоцена; 3 — красные глины среднего олигоцена; 4 — зеленато-серые глины нерасчлененного палеогена; 5 — песчано-галечные отложения верхнего мела; 6 — палеозой.

красных глин среднего олигоцена, состав фауны и флоры) позволяет говорить о верхнеолигоценовом возрасте описанной песчано-галечной толщи аллювиального и аллювиально-озерного генезиса.



Фиг. 4. Схема строения восточного борта Чуйской впадины по долине р. Чу в нижнем ее течении

1 — глины эоценового и четвертичные суглинки; 2 — пески, глины, галечники и конгломераты верхнего олигоцена; 3 — красные глины среднего олигоцена; 4 — зеленато-серые глины нерасчлененного палеогена; 5 — песчано-галечные отложения верхнего эоцена; 6 — песчано-галечные отложения верхнего мела; 7 — палеозой.

Схема залегания третичных отложений в районе нижнего течения р. Чу показана на фиг. 4.

В Тургае на меридиональном отрезке р. Жиланчик, у могилы Болат-там, в низах песчано-глинистой толщи, залегающей с размывом на лигнитоносной (среднеолигоценовой), нами, совместно с Е. И. Беляевой и А. Л. Яншиным в 1954 г., были обнаружены кости скелета гигантского носорога из семейства *Indricotheriidae* gen. Эти отложения непосредственно переходят в песчано-галечные отложения Мынескесук, где также обнаружена индрикотериевая фауна.

Таким образом, возраст описанных отложений песчано-глинистой свиты в Тургае также определяется как верхнеолигоценовый.

В Северном Приаралье им соответствует чаграйская свита А. Л. Яншина с широколиственной тургайской флорой.

В ряде мест Чаграйского плато в железистых песчаниках описанной толщи, по данным А. Л. Яншина (1953), были встречены отпечатки листь-

ев, среди которых определены *Juglans acuminata* A. Br., *Fagus Antipovii* Heer, *Liquidambar europaeum* Brongn., *Alnus nostrata* Ung., *Corylus macquarii* Torbes, *Phragmites oeningensis* Brongn., *Poacites* sp., *Monocoxyledones* gen. sp. (типичная ассоциация «тургайской» флоры, которая ранее относилась к так называемой аквитанской флоре, переходной от верхнего олигоцена к нижнему миоцену).

Тургайская или песчано-глинистая свита В. В. Лаврова (1951₂), развитая в Тургайском прогибе и по его восточному борту, представлена в нижней части толщей песчано-галечных отложений, соответствующих чаграйской свите, а в верхней — преимущественно толщей песчано-глинистых пород, соответствующих наурзумской свите, которая местами фациально замещает чаграйскую. По восточному борту Тургай чаграйская свита, по В. Н. Разумовой (1957), представлена белыми косослоистыми, плохо сортированными кварцевыми песками и галечниками с линзами кварцитовидных и железистых песчаников и прослоями сильно песчаных каолиновых глин. Наурзумская свита представлена белыми, иногда фиолетовыми, розовыми и пестроокрашенными каолиновыми глинами, глинистыми алевритами и песками, с прослоями кремнистых пород и бобовых железняков.

В урочище Сарбас на правом берегу р. Сары-Тургай из горизонта белых слоистых алевритов В. С. Корниловой (1956) определены *Salvinia mildeana* Goerr., *Gryptostrobilus europaeus* Ung., *Pterocarya castaneifolia* (Goerr.) Schlecht., *Acer monoides* Schap., *Acer* sp., *Rhus querifolia* Goerr. и др.

В Павлодарском Прииртышье чаграйской свите соответствует IV свита, выделенная К. В. Никифоровой (1953). Сложена она там в основании преимущественно кварцевыми плохосортированными галечниками и грубозернистым гравийнопесчаным материалом, также существенно кварцевым с линзами белых и пестрых каолиновых глин, которые выше сменяются мелкозернистыми кварцевыми песками и алевритами. Условия их залегания вблизи озера Кара-Сор показаны на фиг. 5.

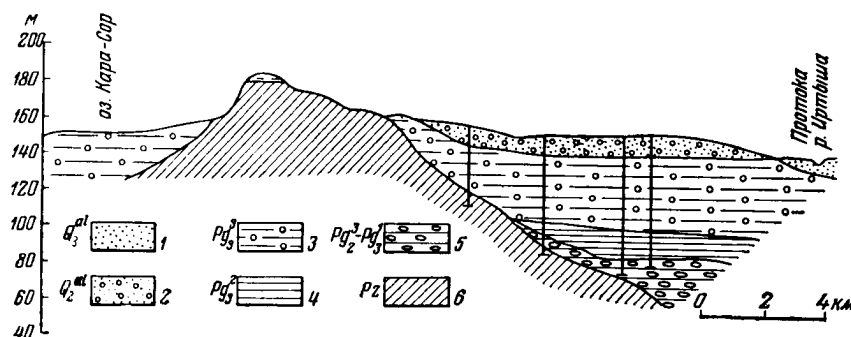
Кварцевые пески часто цементируются кварцитовым или железистым цементом, образуя толщи кварцитовых или железистых песчаников и конгломератов. Такой же характер верхнеолигоценовых отложений наблюдается и в других районах Казахстана.

Пыльцевой анализ отложений IV свиты Павлодарского Прииртышья показывает, что вечнозеленая флора во время ее отложения еще существовала на открытых водораздельных пространствах, но преобладающее значение играла уже широколиственная листопадная флора. Кроме того, в это время появляются и остепненные участки с *Ephedra*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и др., которые в миоцене начинают играть ведущую роль. Схема строения третичных отложений Павлодарского Прииртышья показана на фиг. 6.

Как вытекает из приведенных выше данных, в течение верхнего олигоцена можно предполагать наличие эпохи выветривания, которое происходило одновременно с накоплением осадков. На территории Западно-Сибирской низменности к верхнему олигоцену мы относим бещеульскую свиту В. А. Николаева (1949), которую он считал нижнеплиоценовой, или туртасскую подсвиту С. Б. Шацкого (1956), содержащих широколиственную тургайскую флору так называемого биче-туртасского флористического комплекса.

Туртасская подсвита С. Б. Шацкого слагается суглинками и реже супесями слюдистыми, зелено-серыми, реже коричнево-серыми, плитчатыми. Она содержит так называемый биче-туртасский флористический комплекс, выделенный В. С. Суховым (1954), который он считал миоценовым. В нем присутствуют *Osmunda* sp., *Aspidium* aff. *valdense* Heer,

Taxodium distichum miocenum Heer, *Glyptostrobus europaeus* Herr, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Salix varians* Goepp., *Populus balsamoides* Goepp., *Pterocarya castaneifolia* (Goepp.) Menzel, *Betula macrophylla* Heer, *Betula* sp., *Alnus* sp., *Ulmus* cf. *carpinoides* Goepp., *Acer trilobatum* A. Br., *Acer* sp., *Alangium aequalifolium* Krysh. et Bors., *Trapa praeconosara* V. Vassil., *Spermatospermum Wetzleri* (Heer) Chandle.



Фиг. 5. Схема залегания кайнозоя по линии: депрессия оз. Кара-Сор — протоки р. Иртыша у пос. Кзыл-Энбек

1 — голоценовые отложения поймы р. Иртыша (пески, галечники); 2 — нижнелейстоценовые аллювиальные отложения I надпойменной террасы р. Иртыша (глины, пески, галечники); 3 — верхнеолигоценовые озерно-аллювиальные отложения (пестроцветные песчаники и каолиновые глины, отбеленные кварцевые пески, алевроиты и галечники); 4 — среднеолигоценовые озерно-аллювиальные отложения 2-й свиты (шоколадные глины, слоистые глины и пески с лигнитом, ярозитом и гипсом); 5 — верхнеэоценовые — нижнеолигоценовые морские отложения Чеганской свиты (зеленые слоистые глины с песчаной присыпкой, с караваями сидерита, марказитом и гипсом); 6 — палеозойские отложения (нерасчлененные).

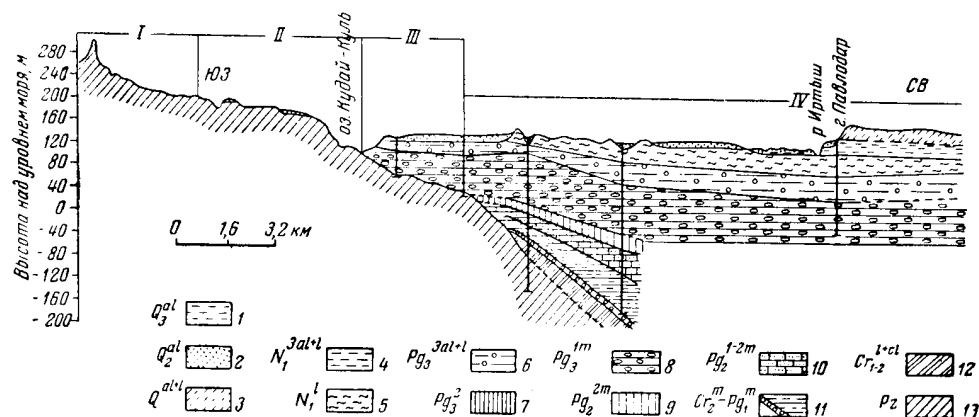
В верхнем течении рек Ваха и Тыма и в бассейне р. Пур ново-михайловской и туртасской подсвитам, по данным С. Б. Шацкого (1956), отвечает так называемая корликовская подсвита, содержащая известную в литературе тымскую флору, которую М. Г. Горбунов (1951) относит также к миоцену. Из урочища Белый Яр на р. Тым М. Г. Горбунов (1951) приводит следующий список этой флоры: *Salvinia mildeana* Goepp., *Azolla* sp., *Taxodium distichum* var. *miocaenum* Heer, *Phragmites oeningensis* A. Br., *Poacites* sp., *Salix angustifolia*, *Salix macrophylla* Geer., *Salix tenera* A. Br., *Salix varians* Goepp., *Populus latior* A. Br., *Pterocarya acuminata* A. Br.; *Juglans miomanshurica* Gorb., *Ulmus carpinoides* Goepp., *Magnolia* sp., *Liquidambar europaeus* A. Br., *Rosa lignitum* Heer, *Sophora Schimdtiana* Heer, *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br., *Rhamnus* cf. *inaequalis* Heer, *Tilia distans* Nath., *Nyssa europaea* Heer, *Trapa* sp., *Cornus orbifera* Heer.

Комплекс флоры очень сходный с тарским, но в бассейне р. Вах в отложениях корликовской подсвиты, заключающей не менее богатую и одновременную флору с таковой на р. Тым, обнаружены и элементы более молодого биче-туртасского комплекса, описанного уже нами выше.

На Урале упомянутым отложениям отвечает так называемая белочетная толща, описанная на Среднем Урале Е. Н. Шукиной (1957), а на Южном Урале К. В. Никифоровой (1948), относимая ими к миоцену. Представлена она белыми, иногда светло-розоватыми или палевыми кварцевыми галечниками, песками и светлыми, почти белыми глинами каолиново-монотермитного состава с подчиненными им прослоями более темных серовато-коричневых глин с небольшими линзочками лигнитов, содержащими обломки древесины и богатые спорово-пыльцевые комплексы. Из древесины упоминаются *Taxodium distichum* Mercl., *Cupressi-*

onoxylon uralense Jarm. (в окрестностях Челябинска), *Juniperoxylon uralense* Jarm. (р. Чусовая, Пестерихинское месторождение глин), *Abies* sp., *Betula* sp., *Carpinus*, *Tilia* sp., *Pterocarya* sp., *Taxodium sequoianum* Mercl. (Макропольское месторождение глин на р. Чусовой) — определение А. В. Ярмоленко.

Залегают эти отложения обычно в карстовых депрессиях среди палеозойских известняков. Условия их залегания на прииске Колчин, на восточном склоне Южного Урала показаны на фиг. 7.



Фиг. 6. Схема геологического строения Иртышской впадины в районе оз. Кудай-Куль — оз. Маралды. Горизонтальный масштаб (по К. В. Никифоровой) 1 = 2 км

Области преимущественного сноса в мезозое и кайнозое (аккумуляция лишь во внутренних эрозионных и тектонических впадинах): I — область холмистого мелкосопочного рельефа Казахского нагорья с выходами палеозойских пород на поверхность; II — область приподнятого плато краевой зоны Казахского нагорья, сложенная породами палеозоя с островными участками размытого палеогена. Область аккумуляции в палеогене; III — область приподнятой палеогеновой равнины с выходами палеогена на поверхность. Область аккумуляции в мезозое и кайнозое: IV — область неогеновой озерно-аллювиальной равнины — голоценовые отложения современной поймы р. Иртыша (пески иловатые глины); 2 — плейстоценовые аллювиальные отложения (пески, глины, галечники); 3 — нерасчлененные эоплейстоценовые отложения; 4 — верхнемиоценовые озерно-аллювиальные отложения (глины, пески); 5 — нижне- и среднемиоценовые озерные отложения (глины с мергелями, с округлыми друзами гипса и марганцевым бобовником); 6 — средне- и верхнеолигоценовые континентальные отложения, речные и озерные (глины, пески, кварцевые и железистые песчаники, конгломераты, лигниты); 7 — среднеолигоценовые озерно-аллювиальные и перевесные отложения (кварцевые пески и кварцитовые песчаники); 8 — нижнеолигоценовые морские отложения (илловатые, плотные и тонкослоистые глины с песчаной присыпкой по плоскостям напластования — «чеганская свита»); 9 — верхне- и среднеоценовые морские отложения (опоки, опоковидные глины, пески — опоковая толща); 10 — эоценовые морские отложения (кремнистые и кремнисто-глауконитовые песчаники и пески — глауконитовая толща); 11 — палеоценовые или верхнемеловые отложения (слоистые глины и алевроиты, внизу прослой конгломератов); 12 — меловые континентальные отложения (красноцветные песчаные глины); 13 — палеозойские отложения (нерасчлененные).

Спорово-пыльцевой анализ из белцветных третичных пород Среднего Урала, по данным Е. Н. Шукиной (1957), позволяет прийти к выводу, что состав растительности в общем остается близким к составу ее в более ранние эпохи. Меняется лишь процентное содержание отдельных групп растений и отдельных представителей их. Увеличивается количество хвойных, среди которых много *Pinus* (подрод *Harpoxylon*), постоянно присутствует *Taxodium*, иногда *Sequoia*. Среди покрытосеменных сокращается количество ольхи, увеличивается количество березы, сравнительно меньше ореховых, особенно *Carya* и *Juglans*, всегда присутствует *Pterocarya*. Кроме того, встречаются липа, граб, клен, дуб, вяз. В небольшом количестве встречаются споры папоротников.

Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы описаны из белцветной толщи отложений Южного Урала К. В. Никифоровой (1948). При сравнении их со списками флоры из описанных нами верхнеолигоценовых отложений Северного Приаралья, Тургай, Казахстана и Западно-Сибирской низменности не вызывает сомнения принадлежность их к тому же

возрасту, т. е. также к верхнему олигоцену. Очень близок также и характер отложений белоцветной толщи Урала и верхнеолигоценовых осадков Казахстана, Тургая и других описанных нами территорий.

На этом заканчивается тургайская серия осадков, заключающая в себе ряд свит средне- и верхнеолигоценового возраста, характеризующихся в общем широколиственной тургайской флорой, относимой нами к палеогеновому возрасту.

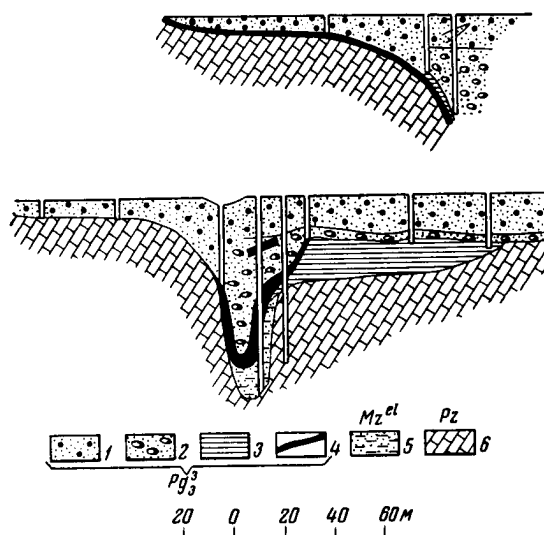
В Западной Сибири ей отвечает так называемая не-
красовская серия, которая местными геологами называется свитой и делится, в свою очередь, на ряд под-
свит, которые, как показано выше, содержат в себе ту же тургайскую флору и легко сопоставляются с отдельными свитами Казахстана, Урала, Тургая и Северного Приаралья. Как в Казахстане, так и в Западной Сибири хорошо прослеживаются различия флористических комплексов внутри тургайской флоры, соответствующие различным свитам Тургайской и некрасовской серий.

Так, если в низах тургайской и некрасовской серий наряду с типичной широколиственной, листопадной тургайской флорой еще большую роль имеют жестколистные ксерофильные элементы, характеризующие более засушливые климатические условия эоцена и нижнего олигоцена, то в верхних частях этих осадочных серий они почти исчезают и появляются вновь уже в начале миоцена, когда климат вновь принимает более засушливый характер и огромные пространства всей указанной территории превращаются в открытые степные пространства с участками ленточных лесов.

Стратиграфически выше тургайской серии осадков везде в Северном Приаралье, Тургае и различных районах Казахстана залегает так называемая аральская свита нижнего миоцена, представленная однородной толщей серо-зеленых глин монтмориллонитового состава с прослоями известняков и друзами гипса, с железисто-марганцевым бобовником.

Отложения ее широко распространены в пределах Казахского нагорья, Тургая, Северного Приаралья, Павлодарского Прииртышья и доходят до предгорий Алтая. На территории Западно-Сибирской низменности фации ее несколько меняются, там она представлена так называемой бурлинской свитой И. Г. Зальцмана (Михайлова, Зальцман и др., 1953) и С. Б. Шацкого (1956). Вопрос о возрасте аральской свиты до последнего времени является спорным, а отсюда различными авторами по-разному определяется и возраст различных свит тургайской серии.

Какие же существуют критерии для определения стратиграфического положения аральской свиты?



Фиг. 7. Схемы залегания рыхлых континентальных отложений на прииске «Колчин» (по К. В. Никифоровой).

1 — рыхлые песчано-глинистые отложения; 2 — свита пластов белых песков и галечников; 3 — глины с лигнитами; 4 — золотоносный пласт; 5 — песчано-глинистая толща; 6 — кремнистые известняки.

1. Резко отличный состав ее от подлежащих слоев тургайской серии. Преимущественно каолиновый состав тургайской серии и монтмориллоновый — аральской свиты. В большинстве случаев отсутствие карбонатов в тургайской серии осадков и сильная карбонатность аральской свиты. Преимущественно грубообломочный состав тургайской серии и глинистый — аральской.

2. Различная физико-географическая и геохимическая обстановка времени отложения тургайской серии и аральской свиты.

3. В большинстве случаев резкая граница размыва между аральской свитой и подлежащими ей слоями тургайской серии.

Таким образом, все геологические данные указывают на резкие различия отложений аральской свиты и нижележащей тургайской серии осадков. Особенно важно это обстоятельство при геологическом картировании.

4. Фауна аральской свиты указывает, как это показано ниже, на миоценовый (нижний и низы среднего) возраст: на северном берегу залива Перовского (Аральское море), близ пос. Агыспе, в слоях аральской свиты в 1930 г. А. К. Алексеевым были обнаружены кости млекопитающих *Palaeoscaptor acridens* Matth., *Aralomys gigas* Arg., *Schaubeumys aralensis* Arg., *Sci. woodi* Arg., *Eumysodon spurius* Arg., *E. orlovi* Arg., *Protolactaga (?) borissiakii* Arg., *Palaeocastor* sp., *Steneofiber (?)*, *Agispelagus simplex* Arg., *Felidae*; *Aceratherium aralense* Boris., *Aralotherium prochorovi* Boris., *Lophiomeryx* sp., *Miomeryx*, *Prodremotherium (?)*; кроме того, обнаружена утка — *Anas oligocaena* Tug. и черепахи — *Testudo aralensis* Khoz. и *Chelonia aralis* Khoz.

Кости *Aralotherium* были обнаружены А. Л. Яншиным также близ ст. Тугуз, западный берег сора Чиликты (Яншин, 1953).

На широком отрезке р. Жиланчик, в Тургае, в 11 км ниже пос. Рахмет из отложений аральской свиты известны *Dicrocerus* sp. и *Anchitherium aurelianense* Cuv.

Там же на широтном отрезке р. Жиланчик, в 8 км ниже пос. Рахмет, из отложений, которые по характеру несколько отличаются от аральских, была обнаружена фауна нижнего миоцена: *Aceratherium depereti* Boris., *Brachypotherium aurelianense* var. *gailiti* Boris., *Mastodon angustidens* var. *atavus* Boris. и *Trilophodon (Serridentinus) inopinatus* Boris. et Bel.

В Павлодарском Прииртышье, у оз. Калкаман, были встречены остатки мастодонтов (*Mastodon* sp.), носорога, медведя (семейство *Ursidae*), грызуна, парнокопытных, анхитерия (*Anchitherium* sp.), и черепах.

Из приведенного списка фауны из ряда местонахождений только аралотерий может быть сопоставлен с верхнеолигоценовыми гигантскими носорогами Монголии (белуджитерий). Но белуджитерий найден также в миоценовых отложениях Белуджистана и, кроме того, аралотерий более специализованная форма, чем белуджитерий.

Таким образом, находки аралотерия в аральской свите Северного Приаралья еще не дают основания считать ее верхнеолигоценовой, тем более что все остальные формы относятся по возрасту к нижнему и низам среднего миоцена.

С другой стороны, находки нижнемиоценовой фауны (но моложе по облику, чем фауна из местонахождения Агыспе) в отложениях, по внешнему облику более напоминающих отложения верхов тургайской серии, в одном только пункте в Тургае на р. Жиланчик в 8 км ниже пос. Рахмет не дают основания относить отложения аральской свиты (которая лежит стратиграфически выше тургайской) только к среднему миоцену и соответственно считать верхи тургайской серии нижнемиоценовыми, как

это делает группа работников ВСЕГЕИ (Е. П. Бойцова, И. М. Покровская (1954) и др.).

Нельзя этого делать, во-первых, потому, что в ряде других пунктов, которые были уже указаны выше, в аральской свите фауна, несомненно, нижнемиоценового возраста (и даже тяготеющая к верхам олигоцена — аралотерии), и, с другой стороны, потому, что на огромном пространстве указанной территории в ряде пунктов отложения верхней части тургайской серии охарактеризованы фауной верхнего олигоцена (с индрикотерием), как уже выше было упомянуто. Вероятнее всего, отложения, охарактеризованные нижнемиоценовой фауной, встреченные на широтном отрезке р. Жиланчик в 8 км ниже пос. Рахмет, нужно считать или особой фацией аральской свиты, или относить их к верхнему олигоцену.

Во всяком случае, вопрос о возрасте этих слоев необходимо изучить дополнительно. Возраст же аральской свиты нам кажется несомненным и заключается в отрезке времени от низов нижнего миоцена до нижней части среднего миоцена включительно, т. е. обнимает собой бурдигальский и часть гельветского ярусов.

Стратиграфически выше аральской свиты в области Казахского нагорья залегают красноцветные с поверхности отложения, слагающие так называемые «торткули» или столовые возвышенности, обрамляющие подножья гор Чагырлы, Майжарылган, Джамбул и Хантау и протягивающиеся далее на восток через Копинский грабен в долину р. Или.

В нижней части они представлены галечниками преимущественно эффузивов, кремнистых пород, яшм, гранитов и кварца, залегающими в разнозернистых песках, местами сцементированных известковым цементом в конгломераты. Выше обычно залегают кварцевые слюдистые, мелко- и среднезернистые пески. Они перекрываются серовато-желтыми известковистыми глинами, которые в верхней части постепенно пятнами переходят в желтовато- или буровато-красные глины, собственно и образующие столовые горы — торткули. Мощность их обычно около 15 м.

Возраст этих глин до наших исследований был отнесен к эоцену, а нижележащие галечники считались прислоненными к этим глинам и относились к четвертичному возрасту.

В 1951 г. в логу Андассай нами была обнаружена фауна млекопитающих и черепов как в самих глинах, так и в подстилающих их песках и галечниках. Фауна, по определению Е. И. Беляевой, содержит остатки мастодонтов, парнокопытных и черепов и по возрасту относится к неогену (верхний миоцен).

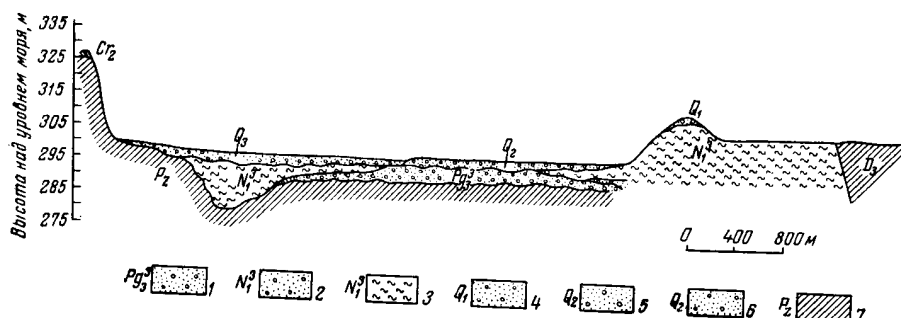
Описанные отложения выделены нами в андассайскую свиту, по месту наилучшего развития ее в логу Андассай, где также впервые была обнаружена в ней фауна млекопитающих и черепов.

Условия залегания андассайской свиты (N_1^3) в прибортовой части впадины Саксаул-Дала, вблизи лога Андассай, показаны на фиг. 8.

Аналогом этой свиты в Тургае является жиландинская свита красно-бурых глин, залегающая там на глинах аральской свиты. К западу жиландинская свита постепенно переходит в морские слои, охарактеризованные фауной среднего и верхнего миоцена. По литологическому характеру и стратиграфическому положению в Павлодарском Прииртышье этой свите отвечает так называемая павлодарская свита (или черлакская, по В. А. Николаеву, 1949). Представлена она в верхней части толщей монотонных песчаных комковатых глин и алевроитов зеленовато-серых, коричневатых и бурых с большим количеством известково-мергелистых конкреций; местами глины приобретают красноцветную окраску. Нижняя часть павлодарской свиты сложена песками, нередко крупнослюдистыми, то тонкими пылеватыми, то грубозернистыми с

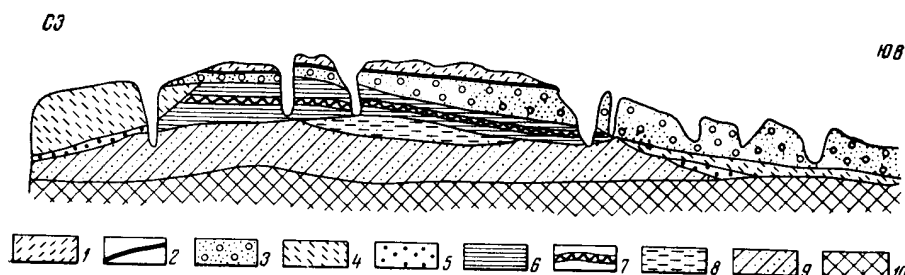
галькой. Наиболее полно разрез ее представлен в обрыве правого берега р. Иртыша под г. Павлодаром (фиг. 9).

Этот разрез уже давно отмечался в литературе, со времен Н. К. Высоцкого (1896), но особенно широко стал известен после раскопок Ю. А. Орлова (1928—1930), обнаружившего здесь богатейшую фауну млекопитающих.



Фиг. 8. Восточная часть Сарая (прибортовая часть впадины Саксаул-Дала)

1 — аллювиальные песчано-галечные отложения верхнего олигоцена; 2 — аллювиально-пролювиальные песчано-галечные отложения верхнего миоцена; 3 — озерно-аллювиальные глины верхнего миоцена; 4 — аллювиальные и пролювиальные полимиктовые галечники и конгломераты эоплейстоцена; 5 — аллювиальные голубовато-серые пески с галькой нижнего плейстоцена; 6 — аллювиальные бурые пески с редкой галькой и суглинками верхнего плейстоцена; 7 — песчаники, известняки и конгломераты девона и карбона.



Фиг. 9. Геологический разрез правого берега р. Иртыша под г. Павлодаром (по В. И. Громову, 1940 г. с некоторыми изменениями авторов)

1 — перевеянные пески Q_3^{eol} ; 2 — погребенная почва (современная) Q_3^{el} ; 3 — серо-голубые галечные пески с мамонтовой фауной *Elephas primigenius* раннего типа Q_2^{al} ; 4 — темно-голубые пески с *Elasmotherium* Q_1^{al} ; 5 — галечники с перекрытой третичной фауной Q_1^{el} ; 6 — серо-зеленые и коричневые глины с мергелистыми конкрециями — павлодарская свита N_1^2 ; 7 — прослой черной глины (погребенная почва) среди глин павлодарской свиты N_1^2 ; 8 — серо-зеленые супеси с гиппарионовой фауной N_1^2 (павлодарская свита); 9 — охристые пески N_1^2 (павлодарская свита); 10 — зеленые глины с мергелями аральской свиты N_1^{1-2} .

Павлодарская фауна, собранная Ю. А. Орловым в 1930 г., а еще раньше Н. К. Высоцким (1894—1896), но обработанная лишь 35 лет спустя также Ю. А. Орловым (1939), представляет собой типичную фауну гиппариона.

Кроме нескольких видов гиппариона, Ю. А. Орловым были определены носороги, жирафы, разнообразные олени и антилопы. Сравнительно немногочисленны хищники и почти отсутствуют хоботные. Во время наших исследований в этих районах в 1948 и 1950—1951 гг. в отложениях описываемой свиты под г. Павлодаром, а также выше и ниже по р. Иртышу собрано большое количество дополнительного фаунистического материала, который был обработан В. И. Громовым и Е. И. Беляевой, определившими среди них *Chilotherium Schlosseriweb*,

Hipparion cf. *elegans* W. Grom., *Hipparion* cf. *longipes* W. Grom., *Giraf-fidae*, *Mastodon* sp., *Bovidae*, *Cervidae*, *Testudo* (черепаха).

Пыльцевой анализ песчаных глин и алевроитов павлодарской свиты показал наличие степного комплекса растительности с абсолютным преобладанием пыльцы недревесных пород. Из травянистых встречена пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Compositae* и группа разнотравья. Пыльца древесных пород представлена единичными зернами *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, (Заклинская, 1953).

Очень близка по характеру павлодарской свите свита монотонно окрашенных зелено-серых и желтовато-серых песчанистых глин, глинистых алевроитов и косослоистых мелкозернистых кварцевых песков с примазками гидроокислов марганца и сростками гипса, развитая на территории южного погружения Улутау и к северу от него в районе Сарысу-Тенизского водораздела и окраин тенизской мульды, где она названа В. Н. Разумовой (Микулина, Разумова и Шанцер, 1953) тенизской свитой.

По южной окраине тенизской мульды, на р. Кулан-Утмес у могилы Баркубай в базальном конгломерате тенизской свиты были найдены остатки *Hipparion longipes* V. Grom. и *Rhinocerotidae* (определение Э. А. Вангенгейм).

На Среднем Урале с павлодарской свитой можно сопоставить нижнюю красноцветную толщу, выделенную Е. Н. Шукиной (1957). Представлена она красно-бурыми глинами и суглинками с прослоями и линзами зелено-серых глин, а в нижней части разреза песчаногалечной толщей. Залегают отложения нижней красноцветной толщи на размытой поверхности отложений так называемой белоцветной толщи, относимой Е. Н. Шукиной к миоцену, а нами, как было указано выше, к верхнему олигоцену. Эту нижнюю красноцветную толщу сама Е. Н. Шукина сопоставляет с толщей грязно-зеленовато-серых глин с гороховидными стяжениями окислов железа и марганца, развитой вблизи оз. Убоган, цвет которой местами переходит в темно-красный. Она содержит гиппарионовую фауну *Hipparion*, *Rhinoceros*, *Cervus* (Быков, 1941).

Широкое развитие подобных красноцветных пород устанавливается и на Южном Урале (Никифорова, 1948) (фиг. 10). В результате геологических съемок последних лет в Восточном Приуралье и северной части Тургайской низменности А. П. Сигов (1954) проследил широкое распространение толщи серых и зеленовато-серых, а местами бурых плотных и тяжелых глин с карбонатными конкрециями; местами глины мергелисты, в нижних частях более песчанисты с прослоями грубозернистого и гравелистого глинистого песка, обычно обохренными. В ряде пунктов в этих породах были обнаружены гастроподы и пелециподы, а также зубы и позвонки рыб. А. П. Сигов выделил их в кустанайскую свиту. И. В. Данилевским из отложений этой свиты, вскрытой скважинами в районе р. Кустаная, определены *Valvata Pronaticina* Lindch., *Bythinia tentaculata* L.

У ст. Тобол из отложений той же свиты определены *Unio* cf. *pronus* Mart. (мио-плиоцен, по определению Щегловой — Бородиной).

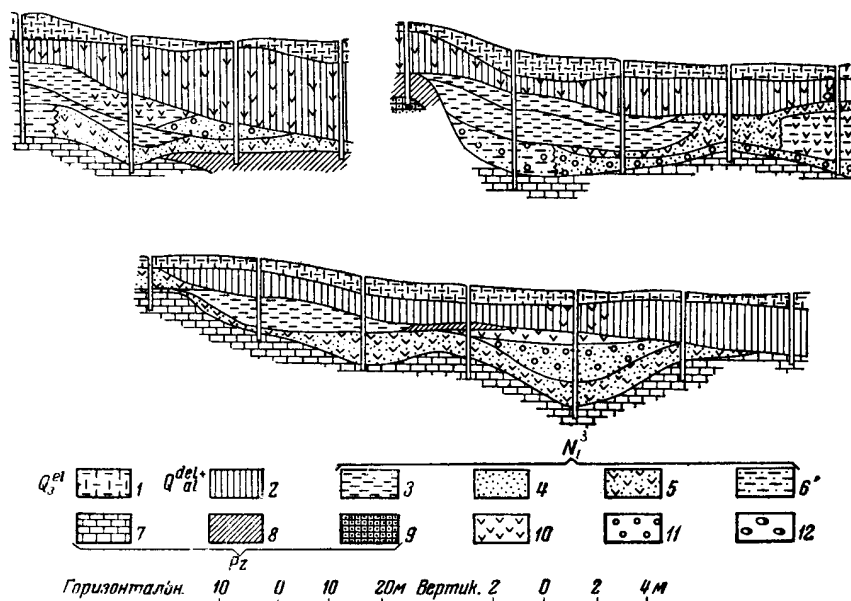
В разрезе на левом берегу р. Ишима у ж. д. Карталы — Акмолинск Э. Д. Ясневич были определены раковины *Unio* cf. *irtyshensis* Lindch. (те же, что в павлодарской свите на р. Иртыш).

По р. Муккур из тех же отложений И. В. Даниловским были определены *Valvata piscinalis* Lindch., *V. pronaticina* Lindch., *Bythinia kirgisorum* Lindch., *Corbicula fluminalis* Matt., *Unio* ex gr. *athleta* Lindch., *Unio* sp.

По В. А. Линдгольму (1932_{1,2}), все эти виды указывают на средне-плиоценовый возраст содержащих их отложений, но такое определение

возраста не согласуется с данными по фауне млекопитающих, обнаруженной в этих же отложениях.

А. П. Сигов (1954) считает, что породы кустанайской свиты отлагались в речной сети, заложенной и разработанной в Зауралье в конце миоцена — начале плиоцена. Таким образом, свита эта по возрасту пока



Фиг. 10. Прииск «Кумурча». Схема залегания верхнеэоценовой красноцветной толщи (по К. В. Никифоровой)

1 — почва; 2 — суглинки и глины; 3 — глина; 4 — песок; 5 — глинистые пески со щебнем (золотоносные); 6 — песчаные глины (золотоносные); 7 — известняки; 8 — сланцы; 9 — кварцевые жилы; 10 — щебень; 11 — галька и гравий; 12 — валуны.

предположительно может быть сопоставлена с павлодарской, хотя не исключена возможность и более молодого возраста.

Указанным автором прослежено, что породы кустанайской свиты повсюду приурочены к самой верхней цокольной террасе и являются аналогами отложений Чит-Иргиза и Бетекея, откуда Ю. А. Орловым (1937, 1939) были определены гиппарионы, верблюды, мастодонты, жирафы и черепахи.

В каталоге по третичным млекопитающим А. А. Борисяка и Е. И. Беляевой (1948) отложения по речке Бетекей отнесены к нижнему плиоцену на основании того, что фауна там носит смешанный характер. Объясняется это тем, что она была собрана не из определенных горизонтов, и поэтому наряду с типичной гиппарионовой павлодарской фауной там встречены и более молодые представители из вышележащих слоев, содержащих так называемую левантинскую фауну моллюсков.

Характер отложений, содержащих гиппарионовую фауну, тот же, что и характер отложений павлодарской свиты, поэтому мы считаем вполне возможным сопоставлять их между собой. Е. Н. Щукина (1957) указывает, что для нижней красноцветной свиты Среднего Урала характерна приуроченность к наиболее высокой V надпойменной террасе. Представлена она главным образом песками и галечниками, реже глинами и суглинками, обычно буро-охристой, реже охристо-красной окраски. В Калбинском районе в долинах рек Кызыл-Су и Жанала Е. М. Ве-

ликовской (1947) в толще красноцветных пород были найдены зубы *Hipparion* sp., *Chilotherium* sp., верблюда и жирафа. По заключению Ю. А. Орлова и Е. И. Беляевой, они чрезвычайно близки к таковым, встречающимся среди гиппарионовой фауны, обнаруженной у г. Павлодара в отложениях павлодарской свиты.

Для южной части Зайсанской котловины К. В. Курдюков и М. М. Смеловская (1954) относят к миоплиоцену, т. е. к тому же возрасту, что и павлодарская свита, так называемую тарбагатайскую свиту, представленную кирпично-красными и красно-бурыми, часто песчанистыми глинами с гипсом и марганцевыми стяжениями. С приближением к подножью хребта Тарбагатай в них появляются линзы галечника и гравия.

Аналогичные красноцветные отложения описаны М. А. Гаррис (1947) для Салаира и Е. Н. Шукиной (1954) для Горного Алтая (нижняя красноцветная толща). Представлены они в основании глинистыми галечниками, щебнистыми глинами и охристо-бурыми и желтыми глинами и суглинками. Они обычно слагают V надпойменную террасу или же выполняют русла древних долин. Весьма характерным для них является наличие железо-марганцевых бобовых стяжений.

В прослоях серых глин из охристо-бурой толщи предгорий Алтая, как пишет об этом Е. Н. Шукина, О. В. Матвеевой были проделаны спорово-пыльцевые анализы, которые показали преобладание травяной растительности (*Compositae*, *Artemisia*, *Umbeliferae*, *Ranunculaceae*, *Polypodiaceae*). Вместе с ними были встречены споры *Athyrium* и небольшое количество пыльцы древесных, а именно березы, сосны и ели. Таким образом, и здесь, как и в павлодарской свите Прииртышья, во время отложения этой свиты также преобладали степные условия.

Как видно из всего вышеизложенного, отложения, охарактеризованные так называемой гиппарионовой фауной и представленные литологически достаточно выдержанно, прослеживаются широко на территории Азиатской части СССР. Отмечаются они и на Енисее, и в Забайкалье, и на Сибирской платформе, но там стратиграфическое положение их пока не так четко устанавливается. Возраст их везде определяется как миоплиоцен (за исключением жиландинской свиты, которую А. Л. Япшин (1953) не поднимает выше верхнего миоцена).

Какие же в настоящее время есть факты для более точного установления возраста павлодарской свиты и ее аналогов?

Ответ на это упирается в вопрос, где проводить верхнюю границу миоцена и что такое понт?

Как известно, термин «понт», введенный в употребление русскими авторами, отображает некоторый период жизни понто-каспийской области, а именно начальный период очередной изоляции бассейна, располагавшегося в этой области в эпоху, непосредственно следующую за мезотической.

В Западной Европе по аналогии также стали называть понтическими пресноводные отложения, которые отлагались вслед за морскими неогеновыми отложениями средиземноморских бассейнов. Но в таком случае необходимо было допустить, что эта смена или так называемая изоляция бассейнов была одновременна во всей Европе, и таким образом термин понт уже приобретал стратиграфическое значение как нижний плиоцен. В связи с этим классические месторождения гиппарионовой фауны такие, например, как Пикерми, попали в нижний плиоцен. Однако едва ли можно было допустить одновременную изоляцию различных внутренних бассейнов, а, следовательно, и нельзя было считать правильным применение понто-каспийской стратиграфической схемы для отложений Западной Европы. Н. И. Андрусов (1918) выяснил, что

в Паннонском бассейне «понтическая» конхилиофауна появляется раньше, чем в Причерноморье, а именно уже в среднем или верхнем сармате; и во Франции пресноводные континентальные отложения, лежащие на тортонских морских слоях и на основании фауны моллюсков относимые к понту, лишь частично одновременны нашему понту, в основном же они отвечают среднему и верхнему сармату и мэотису, т. е. верхнему миоцену. К этим же отложениям, т. е. к верхнему миоцену, приурочена во Франции и классическая гиппарионовая фауна.

Таким образом, термин понт в западноевропейском понимании охватывает время сармат, мэотис и понт в русском понимании. В. И. Громова, которая специально занималась изучением гиппарионов, пишет, что «точный возраст отдельных местонахождений гиппарионовой фауны в Западной Европе неясен, чаще всего его обозначают как понтический в широком понимании слова» (Громова, 1952).

В Восточной Европе и Азиатской части СССР, по А. А. Борисяку и Е. И. Беляевой (1948), древнейшие находки гиппарионовой фауны в Севастополе относятся к среднему сармату.

К среднему же сармату относится и фауна гиппариона в Молдавии. Есть она и в верхнем сармате (Херсонщина) и в ряде мест на Кавказе. Наибольшее число находок относят к мэотису (Тараклия и другие пункты Бессарабии).

Отдельные находки известны из понтических известняков окрестностей Одессы. Павлодарская и ишимская гиппарионовая фауна, по В. И. Громовой, представляет собой обрывки непрерывного ареала этой фауны, простиравшегося от берегов Тихого океана до берегов Атлантического океана. Они являются пока единственным звеном между гиппарионами Китая и юго-восточной Европы. Точная датировка их, по В. И. Громовой, затруднительна.

Как видно из табл. 1, составленной В. И. Громовой, до сих пор мы не можем по фауне млекопитающих разделить верхний миоцен от нижнего плиоцена и вместо них выделяется так называемый миоплиоцен, который характеризуется единым комплексом гиппарионовой фауны. Фауна эта содержит *Mastodon longirostris* Kaup., *M. pentelici* Gaud., *Rhinoceros schleiermacheri* Kaup., *Dinotherium giganteum* Kaup., *Rhinoceros pachygnathus* Wagn., *Rh. orientalis* (Schloss), *Aceratherium incisium* Kaup., *Hipparion (primigenius)* Meyer, *mediterraneum* Hens. и др.).

По стратиграфической схеме, данной в работе Жиньё (1952), весь понт относится к миоцену, а плиоцен делится на два яруса: нижний, который отвечает нашему среднему, и верхний (виллафранк).

Жиньё также считает, что необходимо уточнить понятие понтический ярус. «В Западной Европе,— говорит он,— название понт применено к исключительно континентальным отложениям. Ярус здесь определен так называемой «гиппарионовой фауной млекопитающих». «Но,— указывает он далее,— гиппарионовая фауна появляется в различных местах в верхних слоях виндабона (тортон, сармат)». Таким образом, «континентальный понт находится на границе миоцена и плиоцена, установленной при помощи морской фауны, или на грани стратиграфического перерыва, что является вполне правдоподобным».

Из сказанного видно, что Жиньё относит понт к верхам миоцена.

Это его мнение совпадает в общем и с мнением, высказанным В. И. Громовой, которая также считает появление гиппариона с верхнего миоцена, причем она приходит к выводу об одновременности его появления на всех континентах.

Таким образом, и отложения, содержащие гиппарионовую фауну на всей разобранной нами выше территории Азиатской части Советского Союза, мы считаем более правильно относить к верхнему миоцену.

Характер всех указанных отложений очень близок, почти везде они выражены в виде красноцветной формации (так же как и на других территориях Европы и Азии), но красная окраска не является для них обязательной. Так, на примере андассайской и павлодарской свит можно видеть, что они содержат сероватые, зеленоватые и желтовато-бурые слои в нижних частях толщи, которые вверх постепенно замещаются буро-красными. То же часто происходит и по простираннию свиты.

Залегают эти отложения в областях прогибания и непрерывного накопления осадков, непосредственно на отложениях аральской свиты, возраст которой датируется как нижний и низы среднего миоцена. К сожалению, павлодарская фауна, являющаяся наиболее полной для характеристики гиппарионовой фауны советской Азии, до сих пор еще не обработана полностью. Но, судя по отдельным группам (жирафы, гиппарионы, верблюды), мезотический возраст ее не противоречит истине.

Таким образом, имеющиеся на сегодняшний день данные позволяют нам высказать мнение о более правильной датировке павлодарской свиты и ее аналогов как верхний миоцен, возможно, начиная с верхов среднего.

Стратиграфически выше описанных отложений, охарактеризованных фауной гиппариона, на всей указанной территории прослеживается еще одна толща, которая в области Казахского нагорья представлена галечниками, зеленовато-серыми слюдистыми песками, алевроитами и глинами, местами принимающими буро-желтую или красно-бурую окраску. Мы выделили ее здесь под названием кеншагырской свиты по названию лога Кеншагыр, где она наиболее хорошо развита. Отложения этой свиты прослеживаются вдоль всего Бурунтаусского пояса гор, залегая непосредственно на красно-бурых глинах андассайской свиты и перекрываясь свитой так называемых гобийских конгломератов нижнечетвертичного возраста.

Этим отложениям в Павлодарском Прииртышье соответствует так называемая селетинская свита, представленная зеленовато-серыми алевроитовыми глинами, песками и галечниками с *Equus stenonis* Cocchi (верхний плиоцен). На р. Ишим, у устья речки Битеке, ей соответствуют слои с левантинской фауной моллюсков, залегающие на отложениях, содержащих гиппарионовую фауну. На Урале этому этапу осадкообразования отвечает верхняя красноцветная толща, которая на Среднем Урале обычно слагает IV надпойменную террасу. На Южном Урале, близ пос. Кваркено (восточный склон), в подобных отложениях были обнаружены зубы, принадлежащие, по определению Е. И. Беляевой (1948), ранней форме *Elephas meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Hauss. Несколько отличная сохранность коронок зуба мастодонта по сравнению с зубами южного слона и ее более сильная минерализация позволяют думать, что зуб мастодонта был обнаружен из более глубоких частей разреза.

«Нахождение остатков примитивной формы южного слона в первом (верхнем) галечниковом слое,— пишет Е. И. Беляева,— позволяет отнести его или к низам плейстоцена, или к верхам плиоцена». Остатки *Mastodon borsoni* Hauss, по мнению Е. И. Беляевой, указывают на плиоценовый возраст второго (нижнего) галечникового слоя. Примерно такая же датировка этих отложений была указана и одним из авторов этой статьи, К. В. Никифоровой (1948).

А. Л. Яншин (1948) отмечает ошибочность такой датировки, указывая на совместное присутствие *Elephas meridionalis* и *Mastodon borsoni* в других местонахождениях в отложениях верхнего плиоцена.

Не оспаривая возможности такой трактовки, мы не будем сейчас уточнять этот вопрос; возможно, действительно вся эта толща одновозрастна, но, возможно, нижние ее горизонты с *Mastodon borsoni* правиль-

Синхронизационная таблица
(Площадь, ограниченная жирной чертой, обозначает существование гиппарионов,
(По В. И.

Эпохи	Руководящая фауна млекопитающих (для Европы)	Восточная Европа	Франция, Англия, Южная Европа
Переход к плейстоцену	<i>Elephas meridionalis trogontherii</i> , <i>Rhinoceros etruscus-mercki</i> , <i>Equus caballus</i>	Бакинский ярус, Тамань	Сенпрестская Сен-Пре, Маль-батью, Солилак Форест-Бед
Верхний плиоцен	<i>Mastodon arvernensis</i> , <i>Elephas planifrons-meridionalis</i> , <i>Rhinoceros etruscus</i> , <i>Equus stenonis</i>	Апшеронский и Акчагыльский ярусы, Азовское побережье, одесские «катакомбы»	Виллаф (-сицилийско-арн Валь д'Арно, Купе, Сенез, краги Англии
Средний плиоцен	<i>Mastodon arvernensis</i> , <i>M. borsoni</i> , <i>Dinotherium giganteum</i> , <i>Rhinoceros megarhinus</i> , <i>Hipparion crassum</i>	Куяльницкий ярус, Кагул. Киммерийский ярус, продуктивная толща Апшеронского п-ва, Ставрополь ¹	Астийская эпоха, Руссильон, Монпелье, Перпиньян
Нижний плиоцен	<i>Mastodon longirostris</i> , <i>M. pentelici</i> , <i>Rhinoceros schleiermacheri</i> , <i>Dinotherium giganteum</i> , <i>Rhinoceros pachynathus</i> , <i>Rh. orientalis</i> , <i>Aceratherium incisivum</i> , <i>Hipparion (primigenium, mediterraneum</i> и др.)	Понтический ярус	
Верхний миоцен		Мэотис, Тараклия, Ново-Елизаветовка, Гребеники. Верхний сармат, Гроссулово, Эльдар, Удабно	«Понт» Пикерми, Леберон, Самое, Марага и др.
		Средний сармат Севастополь (?), Сирец, Лопушна	
Средний миоцен	<i>Mastodon angustidens</i> , <i>Dinotherium levius</i> , <i>Rhinoceros sansanensis</i> , <i>Anchitherium aurelianense</i>	Нижний сармат	«Сар
		Беломечетская	Виндобонский ярус

Примечание. 1— Возможно, моложе; 2— Настоящего *Hipparion* нет; есть близкий

Таблица 1

возраста гиппарионов

крестами — существование рода *Equus*, включая подвид *Plesippus*)

Громовой)

Германия, Венгрия, Румыния	Индия	Китай, Монголия	Америка	Африка
Эпоха Тегелен, Пюспёкфёрдэ	Баул- дер — кон- гломерат	Чжоу-Коудянь 9 («зона С»)		Омо, Олдо- вей
ранская оверн- ская эпоха)	Пинд- жор, Та- трот	Нихэвань ² (Сан- мен-«зона В»)	Бланкская эпоха, Лоулер, Ранч, Бенсон, Бланко и др.	
+++++	+++++	+++++	+++++	+++++
«Левантинская» эпоха, Гёделлэ, Гом- басцёг, Малуштени, Берешти	?	«Верхний понт» («зона А»), Далай- Нор, Эртемте, Цзин- Ло	Хемфильская эпоха, Ратлеснейк, Якалитос, Алахуэ, Таузендкрик и др.	Ал- жир, Оран, Оранже- вая рес- публика
«Верхний понт»	Док- патан		Верхнекла- рендонская эпоха, Литл-Уайт, Ривер, Гуднайт и др.	
«Средний понт», Балтавар, Польгар- ди	Чинжи, Нагри	Эпоха баоде, крас- ные глины (red clays), Шнтон Гол, Шаньси, Шенси и др.	Нижнекла- рендонская эпоха, Минт Каньон, Ри- кардо Ниобрара Ри- вер, Оринда, Ханак, Ту Майл Бар	
«Нижний понт», Цаквар «Меотис», Эпельсгейм, Штейн- гейм?				
мат»			Барстовская эпоха	
Тортонский подъя- рус, Грив Сент-Аль- бан. Гельветский подъя- рус, Сансан	Камлиал	Тунг-Гур	Хемингфордская эпоха	

к нему *Proboscidiiparion*.

нее относить к нижней красноцветной толще, развитой на Урале, и сопоставлять ее с павлодарской свитой.

В Магнитогорском районе Южного Урала А. И. Куварзиным в 1954 г. из основания слоя зеленовато-серых супесей, залегающих на красных глинах нижней красноцветной толщи или непосредственно на коре выветривания, был обнаружен зуб *Elephas wüsti* Pawl., относящийся, по определению В. И. Громова, к виду, переходному к *Elephas meridionalis*. В том же районе был найден обломок зуба *Elasmotherium* sp., видимо, из верхов бурых глин, перекрывающих нижнюю красноцветную толщу. В отложениях IV надпойменной террасы р. Сылвы, представленных в верхней части красными глинами, а в низах песками, галечниками, глинами и суглинками серо-зеленоватой окраски, местами содержащими известковые стяжения, Д. В. Борисевичем (Д. В. Борисевич и Э. И. Равский, 1943) была обнаружена фауна брюхоногих и пластинчатожаберных, по определению Е. П. Тихвинской, акчагыльского возраста.

В южной части Зайсанской котловины К. В. Курдюков и В. А. Смеловская (1954) выделили две красноцветные толщи, нижнюю из которых, как мы видели выше, он отнес к $N_1^2 - N_2^1$, а верхнюю к N_2^2 . Это так называемая верхнетарбагатайская свита, представленная песчанистыми глинами и глинистыми песками, содержащими в верхних слоях простои и линзы гравия и гальки. Перекрываются они, так же как и отложения кеншагырской свиты, верхнегобийскими конгломератами нижнечетвертичного возраста. Две разновозрастные красноцветные толщи выделяются Е. Н. Шукиной и для Горного Алтая, нижнюю из них мы описали выше, сопоставив ее с павлодарской свитой верхнего миоцена или, как ее считали ранее, миоплиоцена.

Верхняя, более молодая, представлена яркочерными глинами, которые перекрывают нижнюю и спускаются по склону на поверхность IV надпойменной террасы, где их подстилают слои галечников, смешанных с глинистым песком. Е. Н. Шукина сопоставляет верхнюю красноцветную толщу Горного Алтая с таковой Среднего и Южного Урала с фауной *Elephas meridionalis* и *Mastodon borsoni*, т. е. относит ее также к верхнему плиоцену. Несомненно, выделится она и на Салаире и в Енисейском крае при более детальном изучении указанных отложений. Известно, что красноцветные отложения, аналогичные вышеописанным, имеют не менее широкое распространение и на юге Европейской части СССР, в Поволжье, в нижнем течении Дона, на Украине, где выделяются также две, а, возможно, и три красноцветные толщи (Заморный, 1953): в понте (которые можно сопоставить с нашей павлодарской свитой), в верхнем плиоцене (верхи куюльника, возможно, чаудинское время) и, наконец, возможно, в среднем плиоцене, по автору, в куюльнике. Нам кажется, что последние две эпохи образования красноцветных толщ (куюльник и верхи куюльника) можно объединить в одну верхнеплиоценовую.

Таким образом, из приведенного описания видно, что на огромной территории Азиатской части СССР и на юге Европейской части СССР имеют широкое распространение две существенно красноцветные толщи (хотя красная окраска и не является обязательной для каждой из них, часто они окрашены в серо-зеленые и желтоватые монотонные оттенки), которые большинством исследователей относились до последнего времени к плиоцену. Верхняя всеми признавалась как верхнеплиоценовая на границе с четвертичным периодом, нижняя большинством исследователей считалась миоплиоценовой или понтической. Правда, ряд исследователей, как например, Е. Н. Шукина, для Урала считали нижнюю красноцветную толщу среднеплиоценовой, хотя сама же Е. Н. Шукина сопоставляла ее с павлодарской свитой.

Соответственно этим двум толщам мы имеем и два фаунистических комплекса, отвечающих верхам третичного разреза: нижний, содержащий гиппарионовую фауну, и верхний с *Equus stenonis*, *Elephas meridionalis*, *Elasmotherium* и *Mastodon*, т. е. с представителями ханжовского фаунистического комплекса, выделенного В. И. Громовым. Гиппарионы иногда в нем присутствуют, но уже вместе с лошадью, которая их постепенно вытесняет. Никаких других отложений и никаких других фаунистических комплексов для всей указанной выше территории мы не знаем.

Как уже выше было указано, нижнюю толщу отложений, содержащую гиппарионовую фауну, мы считаем более правильным относить к верхам миоцена, верхняя толща с представителями ханжовского фаунистического комплекса, согласно новой схеме антропогена, предложенной В. И. Громовым (Краткое полевое руководство, 1957), с которой мы в общем согласны, отвечает низам антропогена или эоплейстоцену. По схеме В. И. Громова антропоген делится на три отдела: эоплейстоцен (который обнимает бывший верхний плиоцен и нижний плейстоцен), плейстоцен (начиная с ханжовских отложений) и голоцен. Таким образом, на указанной территории Азиатской части СССР, а собственно говоря, и на всей Советской Азии средний плиоцен вообще отсутствует. Мы не знаем ни отложений, отвечающих этому возрасту, ни фауны, одновозрастной вмещающим ее образованиям (если, конечно, подходить к этому вопросу с геологической меркой, т. е. связывать фаунистические комплексы с определенными свитами или горизонтами, а не просто сортировать фауну по возрастам, часто не привязанную к определенным отложениям и смешанную из различных горизонтов).

Такое же положение, пожалуй, можно констатировать и для других частей азиатской территории, в частности, Китая и Индии.

Так, в Индии верхам третичного периода отвечают так называемые сиваликские отложения, которые вообще очень трудно сопоставить с таковыми других территорий, и единства мнений по этому вопросу до сих пор нет.

В настоящее время почти всеми принято следующее расчленение сиваликских отложений Индии (Кришнан, 1954) (снизу вверх): нижний сивалик — камлиал и чинжи; средний сивалик — нагри и док-патан и верхний сивалик — татрот, пинжор и баульдер-конгломерат.

В Индии первые остатки гиппариона найдены в Чинжи, первые остатки лошади (*Equus*) в Татрот. Исходя из признания, что роды *Hipparion* и *Equus* американского происхождения и в Старом свете они иммигранты, а в Америке первые гиппарионы появились в верхнем миоцене, а первые лошади в верхнем плиоцене, В. И. Громова (1952) приходит к выводу, что чинжи нужно относить к верхнему миоцену, а татрот к верхнему плиоцену. Док-патан она относит к нижнему плиоцену, хотя комплекс фауны для него остается тот же, что и для чинжи и нагри: в нем присутствует та же гиппарионовая фауна (см. табл. 1). Таким образом, док-патан попадает в так называемый миоплиоцен, который мы считаем правильнее относить к верхнему миоцену.

Татрот и пинжор, как мы видели, попадают уже в верхний плиоцен или в эоплейстоцен (по нашему делению). Баульдер-конгломерат относится к нижнему плейстоцену. Таким образом, средний плиоцен и в Индии отсутствует. Нет ни отложений, ни фауны, соответствующих ему.

В Китае гиппарионовая фауна приурочена к понтическим красным глинам (*red clays*), которые рядом авторов относятся к верхнему миоцену, другими к нижнему плиоцену, т. е. правильнее всего считать их в тех же возрастных границах, что и описанную нами выше нижнюю красноцветную толщу или павлодарскую свиту.

К среднему плиоцену в Китае относятся так называемые красноватые глины (*reddish clays*) «верхнего понта», которые характеризуются еще той же гиппарионовой фауной (Ли Сы-гуан, 1952). Нам кажется, что нет оснований для выделения их в средний плиоцен, а правильнее считать их одновозрастными с нижними понтическими красными глинами и относить к верхнему миоцену.

К верхнему плиоцену относятся так называемые нихэваньские отложения, одновременные виллафранку Европы, где наряду с остатками гиппариона встречаются и остатки настоящей однопалой лошади *Equus sanmeniensis* Chard et Piv. По нашей схеме они попадают в низы антропогена, в эоплейстоцен.

Вопрос о среднем плиоцене неясен и для восточной, а также и для западной Европы. В восточной Европе к среднему плиоцену большинство исследователей относит куйяньницкий и киммерийский ярусы, выделенные на основании морской фауны замкнутых бассейнов.

Но мы хорошо знаем, что для сравнительно коротких отрезков времени в близких условиях среды эволюция фауны моллюсков происходит очень медленно. Во всяком случае скорость эволюции морской фауны неизмеримо меньше, чем наземной. Поэтому морская фауна не всегда может являться хорошим эталоном для стратиграфического расчленения отложений, особенно во внутренних изолированных бассейнах; скорее и чаще она указывает на различные условия среды ее обитания (мы подчеркиваем, что для сравнительно коротких отрезков геологического времени) и в этом отношении континентальная фауна является более надежным репером.

Если мы возьмем схему М. Жинью (1952), то нашему среднему плиоцену отвечает его нижний (плезанс и астий), так как понт он относит к верхнему миоцену, так же, как предлагаем это и мы.

Нижнему плиоцену Жинью, по мнению самого автора, отвечают в восточной Европе солоновато-водные фации, или так называемый плиокаспий, обнимающий весь плиоцен. Осадки его распространены от Черного до Аральского моря и фауна, происходящая от местной понтической, является прямым предком фауны, живущей сейчас в Каспии.

В континентальной фации ему отвечает так называемая левантинская эпоха, также обнимающая, по мнению Жинью, весь плиоцен, которая характеризовалась пресноводными моллюсками, относящимися к специальным видам (килеватые палюдины), жившими в крупных пресноводных озерах, расположенных по краю восточного средиземноморья. Таким образом, пресноводная фауна моллюсков также едина для среднего и верхнего плиоцена.

Посмотрим, какова же фауна млекопитающих, относимая в настоящее время к среднему плиоцену.

В южной Европе к этому времени относят так называемую руссильонскую фауну (Бессарабия). Нужно сказать, что, во-первых, эта фауна смешанная и точно не установлено, из каких горизонтов она происходит, но в общем облик ее таков, что генетически она близка к верхнеплиоценовой фауне (хотя среди нее есть и элементы более древней гиппарионовой фауны).

Так, мы имеем там следующий список форм:

Primates: Gen?

Glires: *Prolagus* sp., *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Sciurus* sp., *Castor praefiber* Deep, *Spalax* sp., *Mus* sp., *Hystrix* sp. *Carnivora*: *Vulpes vulpes fossilis* Lin., *Mustela* sp., *Hyaena borissiakii* Chom., *Lynx brevirostris* Cr. et Job, *Machairodus cultridens* Cuv.

Proboscidea: *Mastodon arvernensis* Cr. et Job.

Perissodactyla: Hipparion crassum Gerv., *Rhinoceros* cf. *leptorhinus* Cuv., *Rhinoceros longirostris* Krot.

Artiodactyla: Sus provincialis Gerv., *Hippopotamus* sp., *Camelus bes-sarabiensis* Chom., *Cervus romosus* Cr. et Job., *Cervus pyrenaicus* Dep., *Capreolus australis* de Ser., *Palaeoryx boodon* Gerv., *Gazella* sp.

Aves: Aegipius (Gyps.) *melitensis* Lyd.

Reptilia: Chelonia Gen?

Pisces: Lepidotus sp.

Из перечисленных выше форм большинство встречается в эоплейстоцене (верхнем плиоцене), и, кроме того, представители упомянутых семейств получают дальнейшее развитие в нижнем плейстоцене. Поэтому руссильонская фауна не может являться показателем для выделения яруса, тем более, что и отложения, к которым она приурочена, неизвестны.

Кроме руссильонской фауны, к среднему плиоцену обычно относят фауны Монпелье и Перпиньян (Франция) с почти однотипным комплексом.

В 1954 г. в Херсонской области в песчано-гравийном карьере, на левом берегу р. Конки, ниже с. Каиры В. А. Топочевским (1956) была найдена нижняя челюсть *Paracamelus alutensis* Stef., а также кости *Ochotona pusillaw* Pall., *Lepus*, *Citellus*, *Trogontherium cuvieri* Fischer, *Alactaga* ex gr. *jaculus* Pall., *Spalax leucodon* Nehr., *Miomys intermedius* Thos., *Allophajomys pliocenicus* Korm., *Carnivora*, *Elephas meridionalis* Nesti, *Equus sivalensis* Falc., *Cervus* (?), *Bison*, *Bos*, *Colymbi* и *Pisces*.

По составу фауна близка к ногайскому фаунистическому комплексу (Пидопличко, 1954).

Много общих черт данная фауна имеет с хазарским комплексом, выделенным В. И. Громовым (1948), и с фауной отложений среднего плиоцена района Куяльницкого лимана (Одесса). Так, *Paracamelus kujalensis* известен и в Хапрах, и в Куяльнике. Он является, по В. А. Топочевскому, синонимом *Paracamelus alutensis*, характерного для верхнего плиоцена Румынии. Кроме того, для всех трех вышеназванных фаун характерны *Elephas meridionalis*, *Equus*, *Bos*, *Bison* и др., т. е. формы, являющиеся руководящими для хазарского комплекса. Таким образом, создается возможность синхронизации отложений, включающих остатки этой фауны.

Указанные данные подтверждают необходимость включения куяльницких отложений, относимых к среднему плиоцену, в верхний плиоцен.

В 1956 г. вышла работа А. Д. Рощина, в которой автор, сравнивая фауну карстов одесских катакомб с плиоценовой фауной Бессарабии, которую И. П. Хоменко (1915) приравнивает к руссильонскому фаунистическому комплексу Франции и хазарской фауне побережья Азовского моря, приходит к выводу, что в них более 50% сходных форм.

Характерной особенностью фауны карста одесских катакомб является присутствие таких животных, как *Hyaenarctos*, *Canis petenyi* Korm., великое множество разных грызунов и птиц, какие присутствуют в плиоценовой фауне Бессарабии и южного побережья Азовского моря. Другой особенностью является присутствие в ней пустынно-степных форм, таких, как верблюды, гиены, страусы и др.

Таким образом, и по данным А. Д. Рощина, фауна одесских катакомб так же, как и руссильонская фауна Бессарабии, представляет собой тот же фаунистический комплекс позднего плиоцена, что и причерноморская с господствовавшим тогда засушливым климатом, т. е. соответствует хазарскому фаунистическому комплексу верхнего плиоцена (эоплейстоцена).

В Америке, если исходить из данных Вуда (Wood, 1941) и др., помещенных в сводке по номенклатуре и стратиграфии третичных отложений Северной Америки, составленной комиссией Американского геологического общества, к верхнему миоцену относится формация Барстов (гиппарионы в ней еще отсутствуют), к нижнему плиоцену — формация кларендон и к среднему — формация хемфил. К двум последним формациям — кларендон и хемфил — относится расцвет гиппарионовой фауны. Рядом авторов кларендонская формация синхронизируется с понтом Европы, включающим в себя средний и верхний сармат и мэотис, т. е., сопоставляя с нашими данными, кларендонская формация соответствует нашей павлодарской свите и ее следует относить к верхнему миоцену.

Следующая за хемфильской формацией — формация бланко характеризуется комплексом фауны, вполне аналогичной фауне виллафранкской и нихэваньской эпох Европы и Китая, когда уже появляются первые Equidae, но еще присутствуют редкие гиппарионы. Здесь появляется так называемый *Plesippus*, очень близкий, по В. И. Громовой, к *Equus stenonis* Европы, *E. sanmeniensis* Китая и *E. sivalensis* Индии. Таким образом, формация бланко в Америке прекрасно сопоставляется с нашей верхней красноцветной толщей или селетинской свитой эоплейстоценового возраста.

Стратиграфическое положение формации хемфил не вполне ясно, но, по-видимому, правильнее относить ее еще к миоцену, судя по расцвету в ней гиппарионовой фауны, мало чем отличающейся от кларендонской.

Во всяком случае, тот комплекс фауны, который относится к среднему плиоцену (руссильон), не является самостоятельным, большинство же присутствующих там родов как бы определяет начало новой эпохи (системы), которую мы вслед за В. И. Громовым предлагаем назвать антропогеновой.

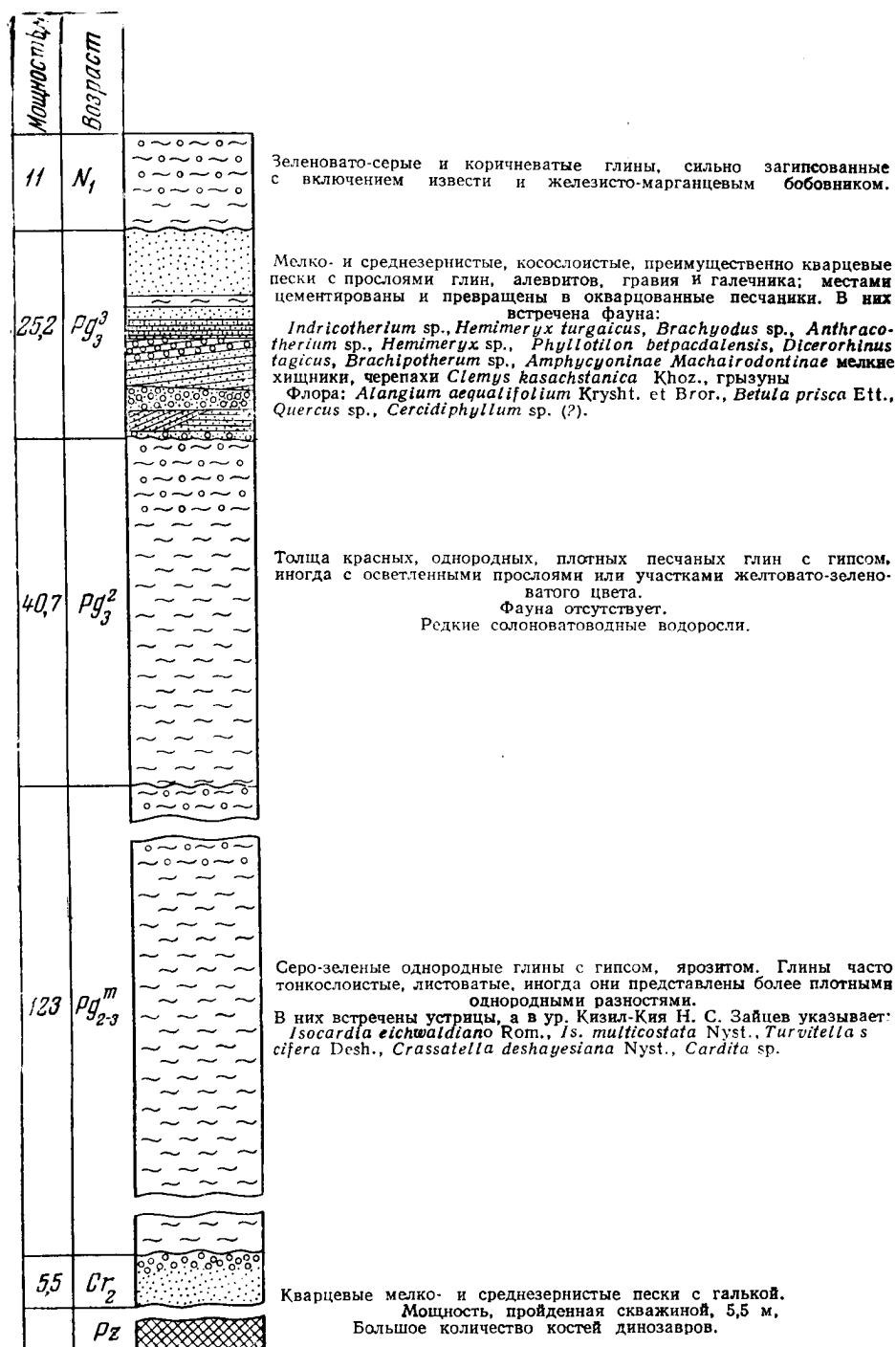
Таким образом, и морская и пресноводная фауна моллюсков и континентальная фауна млекопитающих того отрезка времени, который относится к среднему плиоцену, во всяком случае к верхней его части — куяльнику, близка к таковым верхнего плиоцена и является непосредственными предками современной фауны. Согласно схеме В. И. Громова, отложения верхнего плиоцена мы относим к эоплейстоцену, т. е. нижнему отделу антропогена. Что же касается киммерия, то генетически он ближе связан с верхнепонтическими отложениями. Фауна моллюсков киммерийских отложений, кроме новых форм, связанных с некоторым изменением условий среды (дальнейшее опреснение бассейна), очень близка к верхнепонтической.

По данным фауны млекопитающих, выделить киммерийские отложения от нижележащих миоплиоценовых не представляется возможным. Поэтому мы считаем, что антропогеновую систему нужно начинать выше понта и киммерия, которые, по нашему мнению, правильнее относить к верхнему миоцену.

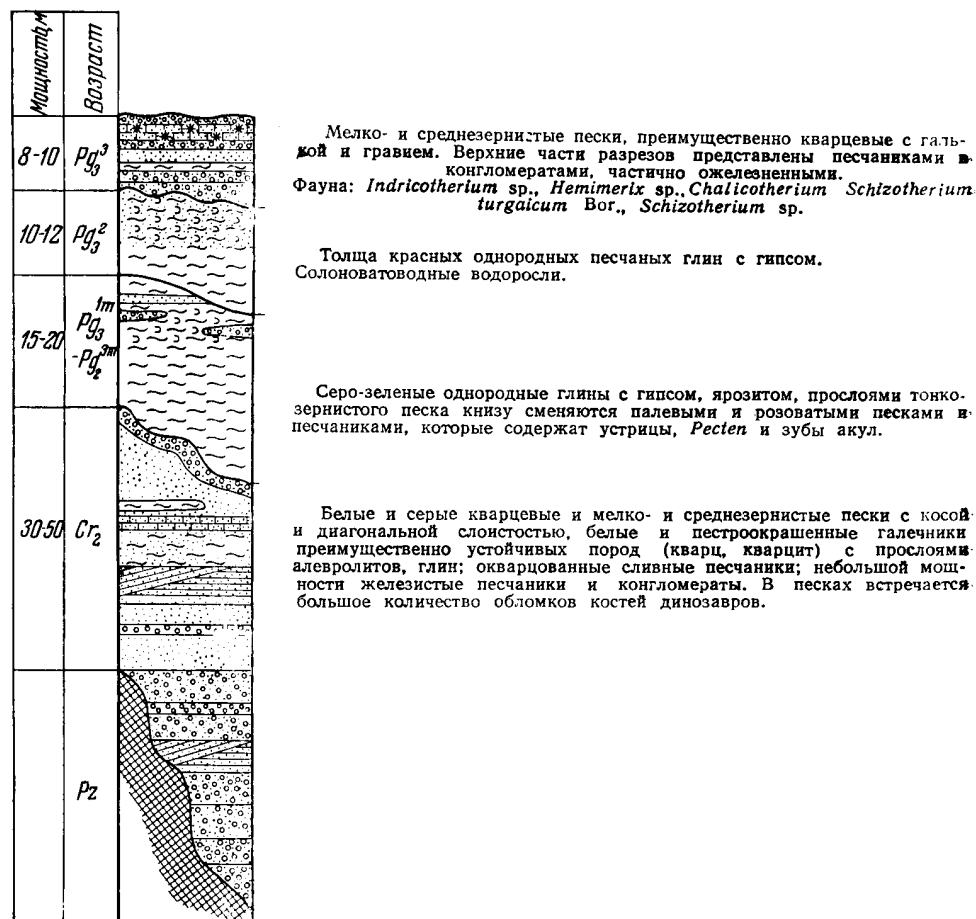
Вопрос о стратиграфическом положении киммерийских отложений недостаточно ясен, вероятно, их нужно также считать еще верхнемиоценовыми. Таким образом, средний плиоцен, как самостоятельный отдел, выделять не следует.

На этом мы заканчиваем рассмотрение осадков, относимых ранее к третичной системе, верхняя часть которых, по нашему мнению, относится уже к эоплейстоцену — нижнему отделу антропогена.

Условия залегания третичных отложений для различных в геоморфологическом и структурном отношении областей различны. Сводные стратиграфические колонки для областей центральных частей Чу-Сарысуйской депрессии, для прибрежных ее частей и для области нагорья восточной Бетпак-Далы показаны на фиг. 11, 12 и 13.



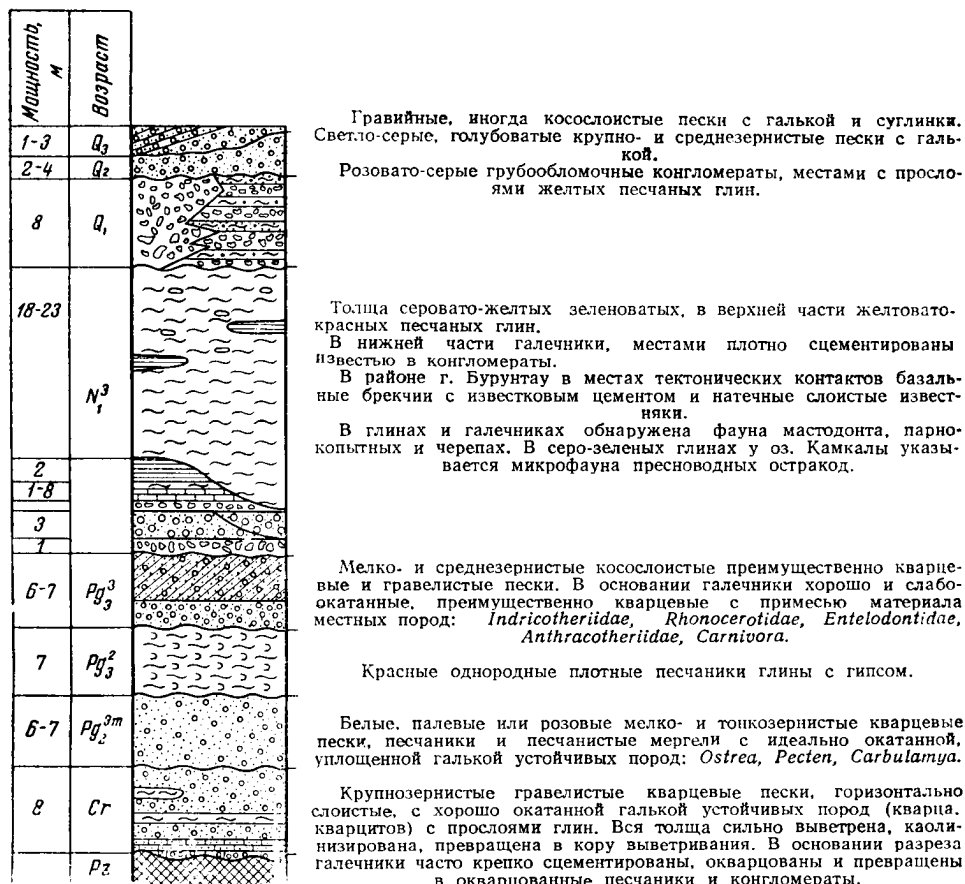
Фиг. 11. Сводная стратиграфическая колонка для центральных частей Чуйской впадины низовья рек Чу и Сары-Су.



Фиг. 12. Сводная стратиграфическая колонка для прибортовых частей Чуйской впадины по рекам Чу и Сары-Су.

Вопрос о стратиграфической границе между третичной и четвертичной системами является одним из существенных вопросов геологии. До сих пор существует различный подход к проведению этой границы. Часть исследователей отвергает или недооценивает значение биостратиграфического метода как одного из основных ведущих методов при стратиграфическом расчленении четвертичного периода и предлагает в основу такого расчленения класть палеоклиматический («ледниковый») критерий. Но при этом они забывают, что ни число, ни время оледенений еще не установлены, что оледенения были далеко не повсеместным явлением, в то время как изменения фауны, населявшей всю Землю, происходили во все времена геологической истории. Поэтому они оказываются не в состоянии решать вопросы четвертичной стратиграфии, ибо изменение климата может выявляться только путем применения комплекса методов геоморфологического, литологического, тектонического и других, среди которых ведущим должен быть, так же как и для других геологических систем, палеонтологический.

Этот вопрос впервые во всей его полноте был поставлен В. И. Громовым (1948); в настоящее время все большее и большее число иссле-



Фиг. 13. Сводная стратиграфическая колонка для области нагорья (восточная Бетпак-Дала).

дователей приходят к мнению о возможности использования млекопитающих для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений и о ведущем значении биостратиграфического метода для решения вопроса о нижней границе четвертичного периода и его подразделений.

Основываясь именно на данных биостратиграфии, как это видно из вышеизложенного, мы и пришли к определенному выводу о нижней границе антропогена, предлагая проводить ее сразу выше понта или вернее выше киммерия.

Перейдем теперь к рассмотрению вышележащих отложений и их расчленению.

Стратиграфически выше отложений нижнего эоплейстоцена на территории Бетпак-Далы в районе Бурунтаусского горного пояса залегает толща так называемых гобийских конгломератов, которую мы относим к верхнему эоплейстоцену. Представлены они серыми конгломератами и песчаниками, крепко сцементированными известковым цементом. Конгломераты состоят из слабо окатанного галечника местных пород (граниты, зелено-серые сланцы и песчаники протерозоя). Залегают описанные отложения с размывом на темно-бурых глинах кеншагырской свиты (эоплейстоцен) и представляют собой осадки пролювиального генезиса, образовавшиеся в результате поднятия гор Бурунтаусского

пояса. Поднятия эти выразились также в надвигании протерозойских и палеозойских пород на неогеновые отложения, развитые у подножья гор Чагырлы, Джамбул, Майжарылган и Хантау (Д. И. Яковлев, 1941).

В долине р. Чу в это время происходит формирование аллювия верхне-эоплейстоценовой террасы, в цоколе которой лежат отложения андассайской или кеншагырской свит. Терраса эта сохранилась небольшими обрывками по северному борту впадины Сарой.

Верхне-эоплейстоценовые аллювиально-пролювиальные отложения распространены также в урочище Ак-Дала, где они представлены разнотернистыми песками с большим количеством щебенчато-галечного материала местных пород: гранитов, эффузивов, кварцитов мощностью около 1,5 м. В долине р. Сары-Су отложения, которые предположительно могут быть отнесены к этому возрасту, слагают высокую террасу до 20 м относительной высоты над поймой. Представлены они мелкозернистыми и среднетернистыми полимиктовыми песками с галькой. Пески занимают большую площадь, протягиваясь от долины р. Сары-Су на восток на несколько десятков километров. Обычно с поверхности они перевеяны. Ими же сложены песчаные массивы Жаман-Барша, Жидели, Тобылги, Жетыконур, Муюн-Кум, расположенные восточнее долины р. Сары-Су. Таким образом, распространение полосы перевеянных песков указывает на положение древней долины р. Сары-Су.

Ниже по течению, южнее лога Ак-сай, эта полоса перевеянных песков переходит на правобережье р. Сары-Су и некоторое время тянется неширокой полосой вдоль берега, а затем круто поворачивает на запад и принимает относительно широтное простирание, где до оз. Арысь-Куль она сохранилась лишь отдельными размытыми пятнами, а западнее него снова занимает широкие пространства и прослеживается вплоть до русла Сыр-Дарьи много западнее, чем устье современной р. Сары-Су. Такой резкий отход современного русла от древней долины объясняется проявлением молодых движений, но уже более позднего времени. Рассматриваемая толща состоит из светло-желтых однородных среднетернистых, порой грубозернистых песков с мелким гравием, иногда загипсованных. В настоящее время пески закреплены саксаулом. Возраст описанных древнеаллювиальных отложений р. Сары-Су устанавливается нами проблематично, на основании геоморфологических соотношений. Никаких палеонтологических остатков среди них не обнаружено. Не знаем мы палеонтологически охарактеризованных отложений этого возраста и на остальной большей части территории Казахского нагорья. На площади Кокчетавского массива Е. В. Шанцер и Т. М. Микулина (Микулина, Разумова, Шанцер, 1951) относят к концу неогена — началу четвертичного периода отложения мощных шлейфов делювиально-пролювиальных суглинков, выполняющие широкие ложбины, расположенные на отметках более 400 м абсолютной высоты. В западном направлении к Прииртышью суглинки становятся очень мощными (до 50 м) и постепенно сменяются глинами, содержащими фауну пресноводных моллюсков озерного и озерно-аллювиального генезиса. На меридиональном отрезке р. Ишим к началу среднего или концу нижнего плейстоцена те же авторы относят отложения IV надпойменной террасы. Морфологически она выражена плохо и сливается с поверхностью водораздельного плато Западно-Сибирской низменности, но с нею связаны выходы аллювиальных галечников мощностью до нескольких метров. Долина р. Ишима в это время не существовала. К югу от широтного отрезка р. Ишима выделяется плоское, высокое плато, перекрытое мощным покровом желто- и красно-бурых суглинков с гипсом, мощностью около 70 м. Генетически они сходны с водораздельными суглинками Кокчетавского массива. В южной части генезис их делювиально-пролювиальный, в се-

верной — озерно-пролювиальный и частично озерный. Наибольшая мощность их в районе древних третичных впадин рельефа, заполненных глинами олигоцена и миоцена. Нижние горизонты этих суглинков, по мнению Е. В. Шанцера и Т. М. Микулиной, могут быть еще плиоценовыми (эоплейстоцен, по нашему делению), но основная их толща нижнечетвертичного возраста (верхний эоплейстоцен по нашему делению).

В Павлодарском Прииртышье к этому возрасту относятся темные голубовато-серые тонкие слюдистые пески и иловатые слоистые, также иногда слюдистые глины, содержащие небольшие торфянистые прослои. В низах их иногда встречаются более грубозернистые пески, содержащие глинистые окатыши из подстилающих неогеновых глин и мергелистые конкреции, вымытые из тех же глин неогена. В. И. Грозовым в них были найдены кости крупного *Elasmotherium*.

Нами среди этой толщи были обнаружены остатки очень крупной лошади *Equus sussenbornensis* wüst., *Elasmotherium* и крупного *Rhinoceros* sp.

Отложения эти залегают в цоколе II надпойменной террасы р. Иртыш на размытой поверхности неогена и выполняют древние ложбины стока. Пыльцевые спектры из торфянистых прослоев описываемой толщи указывают на сухостепной и полустепной ландшафт с *Alpigi camelorum*, различными видами *Atriplex*, *Koehia*, *Salsola*, *Halogeton* (сем. *Chenopodiaceae*), *Frankenia*, *Zygophyllaceae*, *Gramineae*, *Allium* (*Liliaceae*), *Artemisia* и пр. (Матвеева, 1953).

На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), выделяется ряд районов, каждый из которых отличается своим характерным геологическим разрезом четвертичных отложений. В разрезе Приобского плато к Q_{1-2} В. А. Мартынов относит так называемую кочковскую свиту, представленную глинами озерно-болотного происхождения, которая сопоставляется им со свитой «С» П. А. Православлева или «окаменелыми илами» А. И. Москвитина. Е. Н. Щукина относит их к среднему плейстоцену.

А. И. Москвитин (см. статью в настоящем сборнике) в толще Приобского степного плато выделяет пять свит, наложенных друг на друга. Обе нижние свиты в большинстве случаев погружены глубоко под урез реки и сложены из двух пар пачек слоев, внизу песчаных,верху глинистых.

Нижняя свита представлена зеленоватыми песками и покрывающими их «дутиковыми глинами» — синевато-серыми со стяжениями извести, местами обильными. Возраст их неясен, В. А. Николаев считает их аналогами черлакской (павлодарской) свиты.

Вторая свита представлена песками так называемого «барнаульского» горизонта и перекрывающей их толщей синевато-серых плотных суглинков или глин (свита «С» П. А. Православлева); А. И. Москвитин называет их «окаменелыми илами». Возраст этой свиты определяется А. И. Москвитиным как несомненно четвертичный, более точное определение возраста он не дает, ссылаясь на неясность возраста нижележащей свиты дутиковых глин.

Мы считаем более правильным относить нижнюю свиту отложений Приобского плато (зеленоватые пески и покрывающие их дутиковые глины) к верхнему эоплейстоцену, сопоставляя их со свитой сизых суглинков и диагональных песков П. А. Никитина, которые содержат фауну млекопитающих нижнего плейстоцена (эласмотерий, носорог).

Толща же «окаменелых илов» (свита «С» П. А. Православлева) должна быть помещена в низы нижнего плейстоцена, так как, по данным Е. Н. Щукиной, к ней в предгорьях Алтая приурочена фауна млеко-

питающих хозарского комплекса. На Урале наиболее древним фаунистическим комплексом является комплекс, близкий к фауне тираспольского гравия (Шергина, 1951). Он содержит *Elephas wüsti* M. Pawl., *Bison sp. schoetensacki* Freud. sp., *mosbachensis* (очень крупная) и присутствует в аллювиальных отложениях III надпойменной террасы рек Южного Урала. Терраса эта почти всегда эрозионная, высокококольная, с маломощным аллювиальным и делювиальным покровом. Сложена она в верхней части суглинками, а в нижней тонкослоистыми песчаными глинами, песками и гравием.

На Среднем Урале отложения, характеризующиеся этой фауной, неизвестны.

Как видно из изложенного материала, во внеледниковой области описываемой территории, т. е. в районах Южного Урала, Тургая, Приаралья, Центрального Казахстана и юга Западно-Сибирской низменности, эоплейстоценовые отложения еще не несут на себе следов ледникового периода и охарактеризованы достаточно теплолюбивой фауной млекопитающих, которая прекрасно сопоставляется с таковой, развитой на Европейской части территории СССР. Рассмотрение более северных районов ледниковой области Западной Сибири не является объектом настоящей статьи, но и те данные, которые имеются в настоящее время для этой территории, не дают еще достаточно убедительных оснований, чтобы можно было с уверенностью говорить о наличии там оледенения в низах четвертичного периода.

Разберем теперь характер отложений плейстоценового возраста, развитых на описываемой нами территории.

К нижнеплейстоценовому возрасту в районах Чу-Сарысульской депрессии и Бетпак-Далы относятся отложения II надпойменной террасы р. Сары-Су, высотой 12—15 м над руслом, сложенной обычно песками и галечниками различного состава, но с большим процентом кремнистых и кварцевых. Иногда галечники переходят в конгломераты с известковым цементом. Терраса эта прослеживается уже в пределах современной долины р. Сары-Су и наиболее развита в более нижних отрезках ее течения. В области Арысь-Кульской депрессии галечники нижнего плейстоцена занимают обширные площади, покрывая обширную аллювиальную равнину, где залегают маломощным покровом (до 3—4 м) на глинах морского палеогена.

В долине р. Чу они слагают террасу впадины Сарой, прослеживающуюся по ее северному борту. Представлены они серовато-голубоватыми гравелистыми песками с прослоями галечников мощностью 2—4 м и залегают на отложениях неогена (андассайской свиты) или верхнего олигоцена (асказансорской свиты). Фауной нижнеплейстоценовые отложения здесь не охарактеризованы, таким образом возраст их определяется по геоморфологическим соотношениям и стратиграфическому положению их в общем разрезе кайнозоя.

К востоку от Сароя нижнеплейстоценовые отложения погружаются под более молодые осадки, выполняющие впадину Саксаул-Дала. На левобережье р. Чу к ним можно отнести песчано-галечные толщи II надпойменной террасы, сложенной с поверхности перевеянными песками (часть территории песков Муюн-Кум). На Казахском нагорье, в области меридионального отрезка долины р. Ишим к нижнему плейстоцену Е. В. Шанцер и Т. М. Микулина (Микулина, Разумова, Шанцер, 1951) относят III надпойменную эрозионную террасу высотой 25 м. На широтном отрезке долины р. Ишима эта терраса отсутствует, что объясняется упущенными авторами иной историей развития этого участка.

В Павлодарском Прииртышье отложения указанного возраста залегают на размытой поверхности эоплейстоценовых осадков или непо-

средственно на осадках павлодарской свиты неогена. Представлены они преимущественно песками и галечниками, реже глинами голубовато-серых оттенков. Галечники сильно обохрены или омарганцованы. Общая мощность их не более 20—25 м. Они слагают II надпойменную террасу р. Иртыша, не всегда строго соответствующую современному ее руслу.

Толща эта широко развита в Приобье — Кулундинской степи. Генезис ее в основном аллювиальный или аллювиально-озерный. Из рассмотренной толщи нами было собрано большое количество остатков фауны млекопитающих, среди которых В. И. Громовым и Е. И. Беляевой были определены: *Elephas trogontherii* Phol., *E. primigenius* Blum. (раннего типа), *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Cervus* sp., *Felis* sp., *Equus* sp., *Bos* sp. Комплекс фауны указывает на нижнеплейстоценовый возраст содержащих ее отложений, накопление которых предшествовало, а частично, может быть, совпадало с эпохой максимального оледенения Западной Сибири (самаровское). Пыльцевой анализ отложений этой толщи указывает на степной ландшафт с отдельными островами лесной растительности по долинам рек; характерно присутствие пыльцы ели, что можно объяснить похолоданием, связанным с наступлением ледника в северных и восточных районах Сибири (Матвеева, 1953).

На это же указывает и наличие мерзлотного смятия слоев среди описанных отложений (явления криотурбации и ледяных клиньев).

На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), в разрезе Приобского степного плато к Q_2^2 относится так называемая красnodубровская свита (свита «В» Православлева), представленная лёссовыми и лёссовидными породами, суглинками и супесями алевритового состава с горизонтами погребенных почв, формирование которой относится ко времени максимального оледенения (на что указывает и лёссовидный облик пород), и касмалинская свита (Q_2^3) — аллювиальные отложения, выполняющие древние долины.

Сюда же (Q_2^4 или Q_{2+3}) автор относит и покровные отложения — «молодые» лёссы и лёссовидные породы.

Примерно такую же датировку отложений степного плато дает и А. Н. Москвитин (см. статью в настоящем сборнике). Он относит к этому возрасту («среднечетвертичной или рисской эпохе») всю толщу отложений, слагающих степное Приобское плато, залегающих выше свиты «окаменелых илов». Возраст последних он считает неясным. Представлены они песками, супесями и лёссовидными суглинками, которые автор делит на три толщи (сверху вниз) А, Б и В. В нижней толще В (суглинки с погребенными почвами) — межледниковые отложения, по А. И. Москвитину, были найдены остатки *Elephas trogontherii* Phol. В низах этой толщи присутствуют моллюски, указывающие, по мнению автора, на умеренные климатические условия (*Anodonta*, *Limnaea*, *Coretus* sp., *Succinea pfeifferi*, *Physa fontinalis* L., *Sphaerium corneum* L. и др.).

Вышележащую свиту «Б» А. И. Москвитин сопоставляет с беком максимального оледенения.

Соглашаясь с А. И. Москвитиным в трактовке возраста отложений свиты «В», мы считаем, как это указывалось нами и выше, что к началу нижнего плейстоцена нужно также относить и свиту, содержащую толщу «окаменелых илов». Отлагались обе эти свиты в условиях предледникового, а, может быть, начала ледникового периода (максимальное оледенение), холодные условия климата которого уже достаточно резко проявились в вышележащих отложениях свиты «Б» А. И. Москвитина. Последняя представлена песками и супесями (свита «В» П. А. Православлева) с явными следами мерзлоты в виде «многочисленных псевдоморфозов ледяных клиньев» и «скрученных мерзлотными движениями слоев иловатых песков». Об этом говорит и общий облик фауны моллю-

сков, приводимый А. И. Москвитиным из отложений данной свиты. Возможно, что верхние части разреза толщи «Б» (палевые «оскольчатые» уплотненные суглинки), чередующиеся с многочисленными горизонтами погребенных почв, относятся уже ко времени отступления максимального оледенения на севере Западной Сибири, которые А. И. Москвитин трактует как межледниковые.

Мощные лёссовидные суглинки толщи «А», венчающие «свиты степного плато», А. И. Москвитин относит, по крайней мере в нижней части, к веку московского оледенения, верхи, возможно, соответствуют, по мнению того же автора, времени калининского оледенения.

По нашему мнению, такое разделение единой толщи лёссовидных суглинков свиты «А» натянуто и правильнее всего эту свиту считать одно-возрастной, соответствующей времени тазовского оледенения. Такому выводу соответствует и наша трактовка возраста террас р. Оби, о чем будет сказано ниже.

На Среднем Урале к нижнему плейстоцену относятся аллювиальные отложения III надпойменной террасы высотой 12—16 м на бровке. По направлению к низовьям высота ее возрастает до 30—40 м, а при выходе рек в пределы Западно-Сибирской низменности высота III террасы достигает 55—70 м.

То же явление можно наблюдать и по рекам западного склона Среднего Урала. В большинстве случаев она является эрозионной, местами аккумулятивной. Аллювий представлен галечниками, песками и в верхней части суглинками. На Южном Урале указанному возрасту отвечают низы аллювия II надпойменной террасы, представленные галечниками, которые кроются зеленовато-серыми глинами. Нижнеплейстоценовый возраст этих отложений на Урале устанавливается по наличию в них хазарского фаунистического комплекса: *Elephas trogontherii* Phol., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Elasmotherium sibiricum* Fisch., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Equus chosaricus* W. Grom., *Saiga tatarica* L., *Megaceros* sp. (начало нижнего плейстоцена). К концу нижнего плейстоцена относятся аллювиальные отложения, охарактеризованные позднемустерским фаунистическим комплексом (Шергина, 1951) с *Elephas primigenius* Blum. раннего типа, *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Bison priscus diminutus* W. Grom., *Rangifer tarandus* L., *Cervus elaphus* L., *Sus scrofa ferus*, *Ursus spelaeus* Pos., *Vulpes vulpes* L., *Vulpes lagopus* L., (вторая половина нижнего плейстоцена). Упомянутые отложения составляют среднюю часть II надпойменной террасы рек Южного Урала (глинистые пески, супеси) и нижнюю часть отложения II надпойменной террасы рек Среднего Урала (сине-черные глины и галечники).

Как видно из вышеизложенного, эпоха нижнего плейстоцена во вселедниковой области разбираемой территории Азиатской части СССР характеризовалась общим похолоданием климата, связанным с наступлением ледника максимального (самаровского) оледенения и его стадиями (тазовской), что отразилось на характере отложений, отвечающих этому периоду времени (лёссовидный характер отложений, явления криотурбации, наличие ледяных клиньев, общий более умеренный в начале эпохи и холодолюбивый в конце ее облик фауны млекопитающих и флоры).

Для ледниковой области налицо уже ясные следы оледенения, соответствующие этому времени.

Верхний плейстоцен представлен на всей территории Центрального Казахстана, Тургая и Приаралья очень характерными по своему литологическому составу отложениями. Они выражены однообразными желтовато-бурыми лёссовидными суглинками, нередко в большей или меньшей степени обогащенными песчаным материалом, в низах — галечниками. Отложения эти составляют террасы речных долин.

Вследствие указанного литологического характера слагающих эту террасу пород, она резко отличается от других террас характером покрывающей ее растительности. В подавляющем большинстве случаев она поросла лишь отдельными кустиками солянки, между которыми остаются лысые места, растрескивающиеся на такырные многоугольники. Поэтому она называется еще «лысой» или такырной террасой. Местами, как в Чу-Сарысуйской депрессии, она является I надпойменной, местами (Тургай, Приуралье) II надпойменной.

К этой террасе рек Арало-Тургайской низменности и прилегающих районов Западного Казахстана, по данным А. Л. Яншина (1953), приурочены различные находки остатков северной лесной фауны и флоры. Эти находки фауны и флоры, а также то обстоятельство, что вторая терраса рек Уила, Сагиза и Эмбы опирается на уровень хвалынской трансгрессии и не прослеживается на территории, покрытой ее осадками, позволяют, по мнению А. Л. Яншина, к которому мы присоединяемся, связывать образование II террасы с эпохой последнего оледенения, т. е. с верхним плейстоценом.

В долине р. Чу верхнеплейстоценовые отложения выстилают дно впадины Сарой, представлены они здесь суглинками, обогащенными, особенно в нижней части, песчаным материалом с галькой. Мощность отложений достигает 4—5 м. Верхнеплейстоценовые отложения не выражены в виде террасы р. Чу, а залегают ниже ее современного уровня, что, вероятно, объясняется подпруживанием ее в низовьях и повышением в связи с этим базиса эрозии.

Из впадины Сарой они непосредственно продолжают во впадину Саксаул-Дала, перекрывая все нижележащие отложения. Вследствие различной степени опесчаненности верхнеплейстоценовых отложений в условиях сухого аридного климата Центрального Казахстана происходит развевание песчаного материала верхних частей разреза и навевание его на поверхность такырной террасы в виде песчаных массивов и дюн, закрепленных в настоящее время растительностью. Такими песчаными массивами изобилует поверхность Саксаул-Далы, а также равнина Дарьялык-Такыр в низовьях Сары-Су и Чу, представляющая собой широкую аллювиальную равнину, отвечающую по возрасту образованию верхнеплейстоценовой террасы.

В долине р. Сары-Су отложения этого возраста слагают I надпойменную террасу, также такырную; терраса аккумулятивная. Мощность отложений и высота террасы в среднем течении, как правило, не превышают 3—3,5 м. Южнее лога Ак-Сай (в области наибольшего поднятия) она имеет высоту 5—6 м, а еще южнее, уже в низовьях высота террасы не превышает 1,5—2 м и сливается с поймой (в области погружения).

На Казахском нагорье в области меридионального отрезка р. Ишим, по данным Т. М. Микулиной и Е. В. Шанцера (Микулина, Разумова, Шанцер, 1951), к верхнему плейстоцену относятся отложения I и II надпойменных террас, имеющих соответственно 12 и 17 м высоты. Верхнеплейстоценовый их возраст устанавливается на основании остатков фауны млекопитающих в районе Петропавловска и по притокам р. Ишима (Иман-Бурлук) — *Elephas primigenius* Blum. и *Rhinoceros tichorhinus* Cuv.

На широтном отрезке р. Ишима к этому возрасту Е. В. Шанцер и Т. М. Микулина относят отложения I надпойменной террасы.

В Павлодарском Прииртышье верхнеплейстоценовые отложения представлены так называемой палевой толщей песков и супесей, перекрывающей частично толщу «голубых» песков или залегающей непосредственно на неогеновых отложениях. Этой толще покровных отложений отвечают по возрасту I надпойменная терраса рек Иртыша, Уленты и Чидер-

ты, а также отложения аллювиальной равнины, прослеживающейся по левобережью р. Иртыша вплоть до Казахского нагорья, по которой блуждало русло Иртыша.

Названные отложения охарактеризованы фауной млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (определение В. И. Громова и Е. И. Беляевой): *Elephas primigenius* Blum. (поздний), *Bison priscus deminutus*, W. Grom., *Equus caballus* L., *Bos* sp., *Cervus* (cf. *elaphus*) L., *Capreolus* sp., *Saiga tatarica* L. Пыльцевой анализ дает типичный комплекс степной растительности с Chenopodiaceae и Caryophyllaceae. На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), к верхнему плейстоцену относятся отложения I и II надпойменных террас р. Оби (Q_3^1 и Q_3^2), а также перевеянные «боровые» пески (Q_3^4). Террасы р. Иртыша В. А. Мартынов также сопоставляет с террасами р. Оби и относит их к верхнему плейстоцену. Наши данные, указанные выше, не согласуются с выводами данного автора и позволяют относить II надпойменную террасу к нижнему плейстоцену, на что указывает содержащаяся в ее отложениях фауна хазарского комплекса с *Elephas trogontherii* Phol.

А. И. Москвитин (см. статью в настоящем сборнике) считает, что за веком формирования выделенной им в разрезе Приобского степного плато толщи «А» (см. выше) следует эпоха глубокого размыва (которая соответствует, по его мнению, веку микулинского межледниковья), закончившегося новым периодом аккумуляции и заполнения долин при образовании III и IV надпойменных террас р. Оби. А. И. Москвитин считает, что накопление осадков III и IV надпойменных террас совпадает с развитием нового верхнеплейстоценового или калининского оледенения.

На это, по его мнению, указывает наличие ледяных клиньев, мерзлотные скручивания и деформации слоев, наличие травянистой пыли холодной степи, стволы деревьев сибирской пихты (*Abies sibirica*) и осокори (*Populus nigra*). Отложения двух нижних I и II надпойменных террас автор связывает с веком ошакского оледенения (т. е. концом верхнего плейстоцена). В верхней части отложений II надпойменной террасы р. Оби он указывает на наличие псевдоморфоз ледяных клиньев.

В суглинках и песках I надпойменной террасы известны находки *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Rhinoceros tichorhinus* Cuv. и *Elephas primigenius* Blum., из подошвы отложений II надпойменной террасы извлечены бивень и зубы раннего типа мамонта *Elephas primigenius* Blum.

Мы не можем согласиться с А. И. Москвитиным в трактовке возраста террас р. Оби по следующим причинам: 1) ранняя форма мамонта (*Elephas primigenius* Blum.), по крайней мере, у нас в СССР, обычно характеризует отложения верхов нижнего плейстоцена или самых низов верхнего, на р. Иртыше *Elephas primigenius* ранней формы встречается в отложениях II надпойменной террасы вместе с *Elephas trogontherii*. В связи с этим нам кажется правильное относить низы отложений II надпойменной террасы р. Оби к концу нижнего или началу верхнего плейстоцена. Таким образом, возраст отложений, слагающих III и IV надпойменные террасы, несомненно, более древний, если вообще можно считать их террасами. Нам кажется, что уступ так называемых III и IV террас, о которых и сам автор (А. И. Москвитин) пишет, что они встречаются обрывками и далеко не везде, связан с размывом, который действительно имел место во второй половине нижнего плейстоцена. Таким образом, это — эрозионный уступ, вскрывший более древние толщи отложений, слагающие степное плато.

Так, нижняя песчаная толща, единая для обеих указанных террас, одновременна нижней песчаной толще свиты «Б», слагающей Приобское

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00248A055900210001-8

степное плато, и относится ко времени максимального оледенения. А. И. Москвитин считает ее русловым аллювием р. Оби.

Верхняя часть отложений III и IV террас, представленная пористыми лёссовидными суглинками и супесями, хорошо может быть сопоставлена с верхней частью отложений свиты «Б» степного плато, представленной суглинками и погребенными почвами, и должна быть отнесена ко времени конца максимального оледенения между ним и тазовской его стадией.

К верхнему плейстоцену могут быть отнесены, по нашему мнению, лишь верхняя часть отложений II надпойменной и аллювий I надпойменной террас, охарактеризованные верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом. Близкие соотношения можно проследить и на Урале.

На Среднем Урале к верхнему плейстоцену относится нижняя часть отложений I надпойменной террасы и верхи II надпойменной террасы (желто-бурые пески и суглинки), на Южном — отложения I надпойменной террасы, представленные суглинками, супесями и песчаными глинами, в основании песками и гравием. Охарактеризованы они верхнепалеолитическим комплексом фауны, представленным как на Среднем, так и на Южном Урале очень полно. В его состав, по определению И. А. Шергиной (1951), входят: *Elephas primigenius* Blum., позднего типа, *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Equus caballus* L., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos moschatus* Zimm., *Vulpes lagopus* L., *Dicrostonyx torquatus* Pall. и т. д.

Таким образом, верхнеплейстоценовые отложения внеледниковой области всей описываемой территории несут на себе ясные следы ледникового климата, отражавшего наступление Зыряновского оледенения на севере Западно-Сибирской низменности.

Начало самого последнего этапа четвертичного периода — голоцена представлено в Центральном Казахстане отложениями, образовавшимися в условиях аридного климата, отличавшегося большей сухостью, чем современный. На это указывает наличие большого количества соляных озер и соров в днищах огромного количества бессточных впадин, выработка которых происходила до того времени, когда они были заполнены этими озерами в условиях большей аридности климата. Кроме того, об этом же говорит и наличие огромной массы песчаных массивов, ныне закрепленных растительностью.

Но в то же время нужно отметить, что такая сухость климата появилась на площади Центрального Казахстана сравнительно в недавнее время, и вряд ли ее можно связывать с началом голоцена, так как в ряде мест этой обширной территории по берегам высохших даже в настоящее время саев и брошенных реками долин, мы находили остатки орудий неолитического человека, указывающие, что во время его поселений долины эти еще не были сухи.

А. Л. Яншин (1953) считает, что иссушение климата падает на время около трех тысяч лет до нашей эры, т. е. связывает его со временем кельтыминарской культуры человека.

На территории Бетпак-Далы в долине р. Чу голоценовые отложения слагают две пойменные террасы, сопровождающие реку на всем ее протяжении.

Высокая пойма сложена серыми и темно-серыми мелкозернистыми и крупнозернистыми песками с редкой мелкой галькой и гравием, песчанистыми светло-серыми и голубовато-зелеными глинами.

Низкая пойма представлена желтовато-серыми глинистыми песками, торфами, илами с незначительным количеством гальки и гравия. Пески черные гумусированные. Видимая мощность аллювия низкой поймы р. Чу в пределах нагорья достигает 1,2 м, в пределах Чуйской впадины

в нижнем течении р. Чу мощность аллювия увеличивается и ширина поймы возрастает.

Река Сары-Су имеет широкую пойму. Состав отложений пойменной террасы, как правило, к нижнему течению становится более тонким. Мощность аллювия превышает в низовьях 20 м. Высота поймы никогда не превышает 4—5 м, обычно ниже.

Русловые отложения р. Чу представлены черными кварцевыми песками гумусированными мощностью около 1 м. В некоторых местах (например, западнее оз. Малое Камкалы) в самой верхней части русловых отложений прослеживаются серые грубозернистые пески с галькой.

В низовьях р. Чу мощность руслового аллювия увеличивается. Д. И. Яковлев (1941) указывает, что в низовьях р. Чу в глубоких колодцах под слоем илистых глин около 1 м мощности залегает толща диагонально слоистых слабоглинистых песков с небольшими линзами гравия и мелкого галечника.

«Пески,— пишет Д. И. Яковлев,— соответствуют тому периоду жизни реки, когда и в низовьях она была еще полноводна, доносила сюда много песчаного материала и здесь его отлагала. Впоследствии же песчаные наносы поглощали массы воды и основной поток уходил под землю, долина заболачивалась, затем заросла камышом, в связи с чем прекратился перенос крупнообломочного материала и перемывание древних накоплений. Среди зарослей камыша накапливался и накапливается только тонкокластический материал в виде глин» (Яковлев, 1941).

В современных логах русловые отложения представлены грубозернистыми, косослоистыми песками с гравием и галечником плохой окатанности, почти щебнем. Мощность отложений от 0 до 1,5 м. В ряде случаев в днищах логов выходят непосредственно коренные породы.

На поверхности водоразделов развиты элювиально-делювиальные и элювиальные образования, представленные суглинками и супесями со щебенкой подстилающих пород палеозоя. Мощность их обычно не превышает 1 м. Цвет и состав определяются той породой, в результате разрушения которой они образовались. В Бетпак-Дале современные рыхлые отложения развиты слабо и местами даже на равнине обнажаются коренные породы. Склоны возвышенностей и особенно нижние, более пологие части обрывов покрыты делювиальными суглинками. В отложении водораздельных суглинков и супесей частично принимал участие и ветер.

Широкое развитие в районе имеют такырные отложения, выполняющие обширные плоскодонные замкнутые впадины или днища глубоких впадин. Представлены они серыми и коричневыми глинами, пластичными во влажном состоянии и очень крепкими в сухом. При высыхании растрескиваются и дают характерные многоугольники. Местами глины песчаные с включениями мелкой гальки и гравия.

В наиболее пониженных местах территории с близким залеганием от поверхности грунтовых вод такырные отложения сильно заилены. Поверхность таких солончаков всегда покрыта коркой соли белого цвета небольшой мощности (5—10 м). Они в течение почти всего лета не высыхают и всегда отличаются влажностью и вязкостью. Мощность отложений не более 1,5 м.

Большие площади в пределах Чу-Сарысуйской депрессии занимают эоловые пески. Они представлены двумя различными типами: пески раздувания и пески накопления. Д. И. Яковлев указывает, что, например, пески Муюн-Кум бассейна р. Чу являются типичными песками раздувания, т. е. являются отложениями морского палеогена, принявшими бугристые формы в результате перевевания ветром их поверхностных сло-

ев. В подтверждение этому он указывает на находки раковин морских палеогеновых моллюсков в бугристых песках низовий р. Чу у оз. Камкалы-Куль, хотя частично эти пески и претерпели довольно значительный перенос. По нашему мнению, пески Муюн-Кум частично действительно произошли за счет перевевания палеогеновых, но часть их, несомненно, является перевеянным аллювием террас р. Чу.

В области меридионального отрезка р. Ишим от устья р. Аккан-Бурлук до выхода в Западно-Сибирскую низменность голоценовые отложения, по данным Т. М. Микулиной и Е. В. Шанцера (1951), слагают две пойменные террасы высотой 4 и 6—7 м, последняя заливается не ежегодно. Представлены они иловатыми песками и супесями грязно-серых тонов. На р. Иман-Бурлук среди пойменных отложений обнаружены остатки неолита.

Две пойменные голоценовые террасы прослеживаются и на правых притоках р. Ишим на его меридиональном участке. Они же прослеживаются и на широтном участке долины р. Ишим, где ширина их достигает 10 км. Высота низкой поймы 1,5—2 м, высокой 3—4 м.

В Павлодарском Прииртышье голоценовые отложения также слагают пойменные террасы рек. Представлены они темно-серыми песками и иловатыми глинами, нередко торфяниками. Среди них встречаются многочисленные остатки керамики и домашних животных — *Equus caballus* L., *Ovis aries* L., *Bos taurus* L., *Canis* sp. Мощность пойменных отложений колеблется от 1—2 до 6 м. Местами они слагают две поймы — низкую и высокую.

Пыльцевой анализ отложений высокой поймы указывает на существование в это время сухой степи с преобладанием полыни с большим участием *Ephedra*, *Plumbaginaceae* и нескольких видов *Chenopodiaceae*. В период отложения низкой поймы преобладала злаково-разнотравная степь с березовыми колками (Матвеева, 1953). К этому же времени относятся также золотые пески, слагающие приречные дюны, обычные в долине Иртыша. Они образовались вследствие перевевания более древних песчаных отложений средне- и верхнечетвертичного возраста, слагающих огромные пространства по обоим берегам долины Иртыша. Кроме аллювиальных и связанных с ними, возможно, озерных отложений четвертичного возраста, слагающих коренной берег современной долины р. Иртыш, в области Казахского нагорья имеют широкое развитие междуречные суглинки и супеси и тесно связанные с ними делювиальные накопления склонов возвышенностей. У подножия возвышенностей и сопок накапливаются делювиальные, в той или иной степени облёссованные образования значительной мощности, которые с удалением от возвышенностей становятся все более и более тонкозернистыми и переходят в глины. Сопки и холмы часто как бы утопают среди продуктов разрушения и сноса материала. Значительная часть водораздельных суглинков и супесей, вероятно, имеет близкое происхождение. На поверхности возвышенностей и сопок развиваются элювиальные и элювиально-делювиальные образования, представленные обычно щебенчатым элювием и дресвой. Возраст делювиальных и элювиальных образований можно определять лишь в широких пределах как четвертичный.

На территории юга Западно-Сибирской низменности, по данным В. А. Мартынова (1956), голоценовые отложения представлены аллювиальными осадками, слагающими пойменные террасы и русла рек, и озерными отложениями.

На Урале, как на Среднем, так и на Южном, в низовьях рек обычно прослеживаются две террасы голоценового возраста: низкая пойма заливается водой каждый год и высокая пойма заливается только в годы

особенно высоких паводков. В среднем и верхнем течении большей частью имеется только одна пойменная терраса. Высота этой террасы 2—8 м, сложена она обычно грязно-серыми супесями, суглинками, песками и глинами.

К голоцену относятся также ложковые отложения, представленные суглинками, глинами, песками, галечниками и иногда щебенкой — породами аллювиального и аллювиально-делювиального происхождения. Мощность их обычно невелика, но иногда достигает 10—12 м.

В отложениях пойменных террас нередко находки остатков домашних животных.

В конце верхнего плейстоцена и начале голоцена происходит потепление климата. Высокоспециализированные формы (по данным И. А. Шергиной, 1951), приспособившиеся к холодному климату и грубой пище, — мамонт и шерстистый носорог не смогли приспособиться к изменившимся условиям существования и вымерли. Вымирает на Урале также бизон. Арктические виды отступают на север. Уже в историческое время происходит сокращение ареала северного оленя.

В итоге приведенного разбора четвертичных отложений на обширной территории внеледниковой области Азиатской части Советского Союза можно прийти к определенным выводам о том, что следы резкого похолодания климата в виде лёссовидного характера отложений, наличия ледяных клиньев, явлений мерзлотного смятия слоев, а также наличие холодолубивой фауны и флоры закономерно появляются с низов нижнего плейстоцена, где проходит резкий климатический рубеж. Они же наблюдаются и в отложениях верхнего плейстоцена, исчезая в голоцене. Похолодание это связано с наступлением оледенения на севере Западной Сибири, следы которого отчетливо отмечены там в виде морен и флювиогляциальных отложений.

В эоплейстоцене внеледниковой области следов похолодания климата не отмечается.

Полученные в последнее время результаты по изучению фауны млекопитающих, характеризующей кайнозойские отложения Азиатской части Советского Союза, показывают полную возможность их корреляции с таковыми Европейской территории на основе биостратиграфического метода, разумеется с учетом географической зональности.

Это обстоятельство дает возможность представить в настоящее время единую схему подразделения четвертичного периода, которая и была предложена В. И. Громовым в 1955 г. Принципиально мы вполне согласны со схемой, предложенной В. И. Громовым, но в соответствии с изложенным выше предлагаем опустить нижнюю границу антропогена под кузальницкие отложения, которые охарактеризованы тем же комплексом фауны млекопитающих, что и отложения верхнего плиоцена, в современном его понимании (акчагыл, апшерон).

Продолжая эту схему в глубь геологического времени, мы приходим к выводу об отсутствии среднего плиоцена, как самостоятельного отдела, считая (пока предположительно), что киммерийские отложения генетически близко связаны с нижележащими миоплиоценовыми, охарактеризованными гиппарионовой фауной, которые более правильно относить к верхам миоцена. Таким образом, по крайней мере для Азиатской части СССР, граница неогена и антропогена должна быть проведена сразу выше павлодарской и отвечающих ей по возрасту свит (относимых нами к верхнему миоцену), между нею и селетинской свитой, возраст которой мы считаем уже эоплейстоценовым в трактовке В. И. Громова.

Нам кажется, что в свете этих данных должна быть пересмотрена граница неогена и антропогена и на остальной территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова М. И. и др. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу L-42 (Карсакпай). М., Госгеолиздат, 1949.
- Андрусов Н. И. О возрасте фауны млекопитающих Пикерми. Изв. Акад. наук СССР, 1918, 12.
- Беляева Е. И. *Elephas (Archidiskodon) meridionalis Nesti* и *Mastodon borsoni* Hauss в Чкаловской обл. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода Акад. наук СССР, 1948, № 12.
- Беляева Е. И. Новые данные о третичных млекопитающих Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 4.
- Бер А. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовьев Тобола. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, вып. 1.
- Бойцова Е. П. и Покровская И. М. Материалы по стратиграфии континентальных олигоценовых и миоценовых отложений Тургайской впадины. В кн.: Материалы по палинологии и стратиграфии. М., Госгеолиздат, 1954.
- Борисяк А. А. Об остатках *Epiaceraetherium turgaicum*. Изв. Акад. наук, 1915, № 8.
- Борисяк А. А. и Беляева Е. И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1948, 15, вып. 3.
- Борсук М. К. К изучению Тургайской третичной флоры. Тр. Центр. науч.-исслед. геол.-развед. инст., 1935, вып. 37.
- Быков Г. Е. Геологическое строение Петропавловского района. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 19.
- Великовская Е. М. Плиоценовые и четвертичные отложения и развитие рельефа Калбы. Уч. зап. Моск. гос. ун-ва, 1947, вып. 124.
- Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., 1896, вып. 5.
- Горбунов М. Г. Миоценовые растения с реки Тым в Западной Сибири. Автореферат диссертации на соискание уч. степени кандид. геол.-мин. наук. Томск, 1951.
- Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 28, геол. сер. (№ 8).
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающ., палеолит.). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, сер. геол. (17).
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1958.
- Громова В. И. Гиппарионы. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1952, 36.
- Жинь Ю. М. Стратиграфическая геология. М., Изд. иностр. лит., 1952.
- Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1939, № 3.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950, вып. 108, геол. сер. (№ 36).
- Заклинская Е. Д. Материалы к истории флоры и растительности палеогена Северного Казахстана в районе Павлодарского Прииртышья. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 141, геол. сер. (№ 58).
- Заморный П. К. Червонобурі глини півдня УССР. Тр. Геогр. фак. Київск. держ. ун-ва, 1953, № 2.
- Корнилова В. С. Итоги изучения олигоценовой флоры Тургай. Тр. Инст. ботаники Акад. наук Каз. ССР, 1956, 3.
- Корнилова В. С. и Лавров В. В. О находках третичной ксерофитной флоры в Тургае и ее стратиграфическом положении. Вестн. Акад. наук Каз. ССР, 1949, № 5.
- «Краткое поленое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». М., Изд. Акад. наук СССР, 1957.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд. иностр. лит., 1954.
- Криштофович А. Н. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Главн. бот. сада Акад. наук СССР, 1930, 29, вып. 3—4.
- Криштофович А. Н. и Борсук М. И. Миоценовые растения с р. Иртыша близ г. Тары в Западной Сибири. Проблемы палеонтол., 1939, 5.
- Курдюков К. В. и Смеловская М. М. Третичные отложения южной части Зайсанской котловины. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Лавров В. В. 1. О единой стратиграфической схеме для континентальных третичных отложений Приаралья, Тургай и юга Западной Сибири. Вестн. Акад. наук Каз. ССР, 1951, № 1(70).

- Лавров В. В. 2. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины. Изв. Акад. наук Каз. ССР, сер. геол., 1951, 14.
- Лавров В. В. Краткий обзор континентальных третичных формаций Тургай и юга Западной Сибири. Вестн. Акад. наук Каз. ССР, 1953, вып. 6.
- Линдгольм В. А. 1. Моллюски из среднеплиоценовых пресноводных отложений Западной Сибири. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 238.
- Линдгольм В. А. 2. Пресноводные моллюски из плиоценовых отложений по р. Иртышу. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 239.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд. иностр. лит., 1952.
- Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: Тезисы докладов на межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1956.
- Матвеева О. В. К истории растительности четвертичного периода в Павлодарском Прииртышье. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 141, геол. сер. (№ 58).
- Мchedlishvili П. А. К вопросу биостратиграфии и палеобиологии тургайских флор Казахстана. Тезисы диссертации. Тбилиси, Изд. Акад. наук Груз. ССР, 1948.
- Никитин П. А. Современная миоценовая флора у г. Томска. Доклады Акад. наук СССР, 1935, 3, вып. 3.
- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 45, геол. сер. (№ 130).
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 141, сер. геол. (№ 58).
- Николаев В. А. 1. К стратиграфии миоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 58, № 1.
- Николаев В. А. 2. Нижний плиоцен Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 58, № 3.
- Николаев В. А. 3. Стратиграфическое положение Тарской флоры. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 58, № 2.
- Николаев В. А. 4. Стратиграфическое положение Томской флоры Лагерного сада. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 58, № 2.
- Николаев В. А. Мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности. Автореферат диссертации на соискание учен. степ. кандид. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1949.
- Орлов Ю. А. Новые местонахождения третичных млекопитающих в Казахстане. Природа, 1937, № 9.
- Орлов Ю. А. Фауна Павлодара. Природа, 1939, № 4.
- Орлов Ю. А. Палеонтологическая экспедиция 1936 г. в Бетпак-Дала (Голодная степь Казахстана). Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1941, 8, вып. 3.
- Пидопличко И. Г. О ледниковом периоде. Киев, 1954, вып. 3.
- Покровская И. М. О стратиграфическом положении глин с макклинтокиями с р. Лозьвы на Северном Урале. Тр. Инст. геол. наук СССР, 1947, вып. 88, геол. сер. (№ 26).
- Покровская И. М. Основные этапы развития растительности Урала в течение мезозоя и кайнозоя по данным спорово-пыльцевого анализа. В кн.: Труды Конференции по спорово-пыльцевому анализу в 1948 г. М., изд. Моск. ун-в., 1950.
- Пояркова А. И. Флора индрикотериевых слоев Центрального Казахстана. Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1932, № 2.
- Православлев П. А. Присбые Кулундинской степи. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края. 1933, № 6.
- Рошин А. Д. Верхнеплиоценовая фауна півдня України. Одеса, Изд. Одеськ. держ. пед. инст. им. К. Д. Ушинського, 1956.
- Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, № 3.
- Сухов С. В. Миоценовые растения с р. Кизак и Шиш в Западной Сибири. Тр. Томск. гос. ун-в., 1954, 132.
- Топочевский В. А. Остатки мелкого верблюда (*Paracamelus aralensis*) из верхнеплиоценовых отложений юга УССР. Тр. Инст. зоол. Акад. наук Укр. ССР, 1956, 13.
- Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, вып. 4.
- Хоменко И. П. Руссильонский ярус в среднем плиоцене Бессарабии и его значение для познания возраста балтских песков и куяльницких отложений. Тр. Бессараб. общ. естествоиспыт. и любит. естествознания, 1915, 6.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., изд. Акад. наук СССР, 1951.

- Ш е р г и н а И. А. Четвертичная фауна млекопитающих среднего и южного Урала и ее стратиграфическое значение. Автореферат диссертации на соискание уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. М., 1951.
- Щ у к и н а Е. Н. Третичные отложения Горного Алтая. В кн.: Геология СССР, т. 14. М.—Л., Госгеолиздат, 1954.
- Щ у к и н а Е. Н. Континентальные третичные отложения Среднего Урала. Тр. Геол. инст. Акад. наук СССР, 1957, вып. 17.
- Я к о в л е в Д. И. Голодная степь Казахстана. М.—Л., изд. Акад. наук СССР, 1941.
- Я н ш и н А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Я н ш и н А. Л. Геология Северного Приаралья. М., изд. Моск. общ. испыт. природы, 1953 (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 15/19).
- W o o d H. E. a. oth. Nomenclature and correlation of the North American continental Tertiary. Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 5, N 1.

Р у к о п и с и

- Б о р и с е в и ч Д. В. и Р а в с к и й Э. И. Отчет о геоморфологических исследованиях в бассейне р. Сылвы на западном склоне Урала, 1943.
- Г а р р и с М. А. Геоморфология, мезо-кайнозойские отложения и связанные с ними полезные ископаемые Салаирского кряжа. 1947. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1947.
- М и к у л и н а Т. М., Р а з у м о в а В. Н. и Ш а н ц е р Е. В. Отчет по теме: Комплексная геологическая съемка и изучение геологического строения сев.-зап. части Центрального Казахстана, 1951 г.
- М и х а й л о в а Е. В., З а л ь ц м а н И. Г., М а р т ы н о в В. А. и В е р а г о Е. К. Отчет Бурлинской, Павлодарской и гидрогеологической партии Степной экспедиции по работам 1952 г. Рукопись, 1953.
- Р а з у м о в а В. Н. Лист М-42. Мезозойские, палеогеновые и неогеновые отложения. Объяснит. записка к геологической карте Ц. Казахстана. 1957.
- Ш а ц к и й С. Б. Третичные отложения Западно-Сибирской низменности. 1956.
-

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 26, 1960

Отв. редактор В. И. Громов

С. А. АРХИПОВ, Е. В. КОРЕНЕВА и Ю. А. ЛАВРУШИН

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА МЕЖДУ УСТЬЯМИ РЕК БАХТА И ТУРУХАН

Первые сведения по четвертичной геологии района, прилегающего к Енисею, между устьями рек Бахта и Турухан, в виде разрозненных данных имеются в работах А. Миддендорфа (1860), И. А. Лопатина (1871), Ф. Б. Шмидта (1867₁ и ₂) и других исследователей.

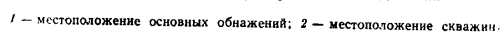
Крупные работы сводного характера появились сравнительно недавно. К ним относятся работы А. И. Попова (1949), С. Б. Шацкого и др. (1956).

Наши исследования 1954—1956 гг., проводимые от Геологического института АН СССР, охватили следующие районы: С. А. Архипов провел маршрутные работы в долине Енисея от Бахты до г. Дудинки; в низовьях рек Турухана, Елогуя и Нижней Баихи, а также частично вдоль западных отрогов Среднесибирского плоскогорья по рекам Нижней Тунгуске, Сухой Тунгуске, Фатьянхихе, Бахте, Мироедихе, Комсе, В. и Н. Имбакам, Татарке и др. В низовьях Енисея им были посещены рр. Убойная, Фокина, Дудинка, Косая и др.

Ю. А. Лаврушин в 1954—1955 г. обследовал левобережье Енисея и провел работы по рр. Артюгиной, Пакулихе Мангутихе, Н. Баихе, Турухану, Нижней Сарчихе, а также в долине Енисея от устья р. Бахты до пос. Селиваниха. На правобережье Енисея он посетил низовья рек Комсы, Сухой Тунгуски и Мироедихи (фиг. 1). Палеофитологическое обоснование стратиграфической схемы выполнено Е. В. Кореновой в 1956—1957 гг.

Проведенные исследования с учетом данных глубокого бурения на нефть и региональных геологических съемок Эвенкийской и Туруханской экспедиций ВАГТ'а и НИГРИЗ'а и т. д. позволили подойти к решению ряда основных вопросов антропогеновой истории указанного района. К ним относятся в первую очередь: 1) проблема о соотношении морских и континентальных отложений, 2) специфика оледенений, 3) палеоботанические, следовательно, и палеоклиматические особенности межледниковий, 4) характер и направленность новейших тектонических движений и влияние последних на историю формирования рельефа и рыхлого покрова.

Предлагаемая местная стратиграфическая схема построена на базе комплексного изучения антропогеновых отложений и в соответствии с предложениями В. И. Громова (1955) по стратиграфической номенклатуре четвертичного периода.



ЭОПЛЕЙСТОЦЕН (Q₁)

Наиболее древние эоплейстоценовые отложения в рассматриваемом районе стали известны лишь в последнее время, благодаря буровым работам нефтяных организаций. Вскрыты они на отметках 240—230 м по р. Турухану и 200—180 м на р. Елогуе в глубоком погребенном грабене на глубине 80—120 м в меловых породах. Последний, согласно данным буровых скважин и новейшим геофизическим исследованиям, располагается вдоль восточного борта Енисейской депрессии и имеет форму каньона, проходящего по субмеридиональным енисейским разломам. Грабен протягивается, по-видимому, непрерывной полосой от Елогуя до Турухана. Не исключена возможность, что его продолжением на севере является установленный в районе Усть-Порта погребенный каньон (Сакс, 1953), также врезанный в мезозойские породы. С этим предположением вполне согласуется мнение П. С. Воронова, высказанное им в 1954 г. о наличии на севере Енисейского разлома. На юге грабен оканчивается, видимо, где-то в районе устья р. Подкаменной Тунгуски, в месте сочленения Сибирской платформы, Енисейского кряжа и Енисейской депрессии.

На территории западной окраины Сибирской платформы древнейшие антропогеновые отложения в своем площадном развитии также приурочены к эрозионно-тектоническим депрессиям.

Выделяются эоплейстоценовые отложения условно, по аналогии со смежными районами Западной Сибири и по целому ряду признаков, отличающих их от более молодых вышележащих пород. Представлены они галечниками серовато-желтого цвета с единичными валунами. В поперечнике гальки достигают до 25—100 мм, а валуны до 200 мм. Среди них преобладают желтовато-серые плотные кварцевые песчаники и траппы; в значительном количестве присутствуют доломиты; реже встречаются гальки кварца и кварцитов. Вверх по разрезу галечники переходят в серые, сильно уплотненные пески, существенно кварцевые, со значительным содержанием пироксенов и плагиоклазов, разнозернистые, с линзами гравия темно-серых жирных глин, а также углистыми включениями.

В районе устья р. Подкаменной Тунгуски отложения этого возраста встречены в естественных обнажениях и представлены сходными осадками (Зубаков, 1956).

Вдоль западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья отложения, отнесенные нами к эоплейстоцену, встречены в обнажении Голый Яр, где они залегают на размытой поверхности нижнепалеозойских песчаников. Это — конгломераты и слабо сцементированные галечники мощностью около 5 м. Заполнитель или цемент этих пород песчано-известковистый, ожелезненный. В нем встречены единичные зерна пыльцы *Picea* sp. и *Pinus* sp., а также много переотложенных палеозойских и мезозойских спор.

В 1955 г. сходные по литологическому облику и стратиграфическому положению осадки отмечены геологами экспедиции № 5 Всесоюзного аэрогеологического треста в древних долинах по западной окраине Среднесибирского плоскогорья.

Характерной особенностью только что описанных пород предположительно эоплейстоценового возраста является их однообразный литологический состав. Галечники отличаются высокой окатанностью (в среднем II—III классы), сортировкой и в массе небольшим размером галек (преобладают 20—50 мм). В отложениях хорошо развита косая и диагональная слоистость. Вверх по разрезу гранулометрический состав пород изменяется от грубообломочных, представленных галькой разнообразного состава, до песчаных с линзами суглинистого песка, что характерно для аллювиальных свит, приуроченных к эрозионным депрессиям (очевидно,

древним долинам). В Завальном и Оплыном ярах состав пород отражает влияние Енисейского кряжа (Зубаков, 1956), в Голом яру — Средне-Сибирского плоскогорья. В пределах древнего енисейского каньона обломочный материал этих двух питающих провинций смешивается. Все это вместе взятое не оставляет сомнения в аллювиальном генезисе описанных образований.

В смежных районах Западной Сибири отложения синхронные, по-видимому, описанным выше являются «вороновские» слои Б. В. Мизерова и «тайгинские глины» М. П. Нагорского. Именно с этих отложений в 1952 г. М. П. Нагорский и предложил начинать четвертичный период в связи с тем, что к ним приурочены крупные изменения в флоре Западной Сибири по сравнению с плиоценом.

На севере синхронными осадками, по-видимому, являются отложения нижнего доледникового комплекса Советской Арктики (Сакс, 1953). По мнению В. Н. Сакса (1953), в это время на севере Западной Сибири господствовала темнохвойная тайга с реликтами третичной флоры. К этому же времени, возможно, приурочено и начало нижнеантропогеновой трансгрессии полярного моря. Следы ее являются осадки с вымершей фауной *Nucula*, отмечаемые В. Н. Саксом на Северной Земле, и слои с *Neodesmostylus* — на Новосибирских островах. Следовательно, граница антропогена с плиоценом фиксируется для Западно-Сибирской низменности началом устойчивых отрицательных тектонических движений. Одновременно в поясе горного обрамления низменности конец плиоценовой эпохи характеризуется резкой сменой условий седиментации, крупным размытием, интенсивными разрывными тектоническими движениями.

ПЛЕЙСТОЦЕН (Q₂)

Плейстоценовые отложения, согласно стратиграфической схеме В. И. Громова (1955), расчленяются на три яруса — нижний, средний и верхний, которые, в свою очередь, делятся на несколько горизонтов.

НИЖНИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ ЯРУС ПЛЕЙСТОЦЕНА (Q₂¹)

Отложения этого возраста имеют, примерно, одинаковое площадное распространение с подстилающими эоплейстоценовыми породами. Они выполняют погребенный Енисейский каньон и встречаются в эрозионно-тектонических депрессиях по западной окраине Среднесибирского плоскогорья. Отложения нижнего яруса плейстоцена отличаются от эоплейстоценовых другим литолого-фациальным составом и присутствием бедного, но уже вполне сформировавшегося четвертичного комплекса пыли и спор без третичных реликтов.

По р. Турухану в скважине № 9 Союзной геолого-поисковой конторы (СГПК) отложения этого возраста залегают на глубинах 254—171,4 м ниже уровня реки. В основании их в интервале 254,15—246,50 м залегают серые глины, значительно уплотненные с прекрасно выраженной горизонтальной слоистостью. На этих глинах встречены небольшие лепешковидные карбонатно-глинистые конкреции. Выше по разрезу глинистые осадки переходят в более грубые и плохо сортированные, сильно песчаные суглинки и супеси с прослоями глинистого песка. Для интервала 242,0—246,0 м характерно значительное уплотнение суглинистого материала и содержание в нем гальки и гравия, что придает ей характер конгломерата. Обломочный материал представлен различными песчаниками, кремнистыми и трапповыми породами, реже кварцем, доломитами. Венчается описываемый разрез нижнеплейстоценовых пород толщей (интервал 242,0—171,40 м) переслаивающихся суглинков и глинистых песков, среди

которых изредка встречается единичная мелкая галька. Эти осадки сходны с подстилающими слоистыми глинами, но являются более грубыми, менее сортированными и значительно опесчаненными. В приведенном разрезе интересным является наличие мореноподобного прослоя среди осадков, литологический облик которых указывает на их водное происхождение, может быть типа эстуарного бассейна.

В скважинах по р. Елогую рассматриваемые отложения залегают на глубине 170—111 м ниже уреза воды и представлены аналогичной толщей переслаивающихся глин и песков.

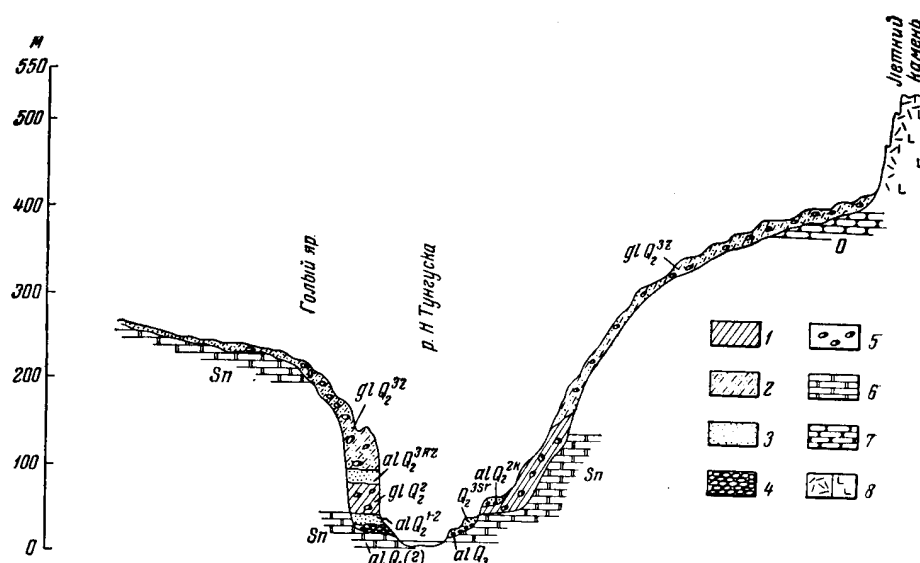
В районе устья р. Нижней Тунгуски нижнеплейстоценовые породы вскрыты в ряде буровых скважин 21 экспедиции Гидропроекта, где они в 1954 г. описаны С. В. Эпштейном, а также в обнажении Завальный яр (Зубаков, 1956). Здесь они залегают непосредственно на меловых породах и вверх по разрезу постепенно изменяются от глинистых и разнотернистых гравийных песков до галечников, венчающих описываемую толщу. Для последних характерен кварцево-кремнисто-кварцитовый состав с примесью галек кислых эффузивов. Породы трапповой формации находятся в явно подчиненном количестве. В 1954 г. С. В. Эпштейн условно отнес отмеченные грубообломочные породы к древней морене. Однако с этим не вяжется содержание в них пыльцы древесных пород с преобладанием *Pinus cf. sibirica*, *Picea* sp., *Betula* sp., *Pinus cf. silvestris* (Зауер, 1954). Вызывает сомнение в ледниковом генезисе этих пород и состав галек, в основном принесенных с Енисейского кряжа.

По западным отрогам Средне-Сибирского плоскогорья синхронные породы изучены еще далеко недостаточно. Ряд геологов Эвенкийской экспедиции ВАГТ полагает, что к нижнечетвертичным отложениям в этом районе можно отнести валунные суглинки, которые ошибочно принимаются ими за древний енисейский аллювий, якобы слагающий комплекс так называемых «высоких террас Енисея». В действительности, как совершенно правильно, по нашему мнению, отмечают другие сотрудники этой же экспедиции — В. Г. Жуков, С. К. Сиротенко, а также И. М. Фердман, для бассейна р. Нижней Тунгуски валунные суглинки являются мореной максимального оледенения. Точно также ошибочно выделены аэрогеологами в долине р. Нижней Тунгуски (180—250 и 280—300 м) нижнечетвертичные террасы. По данным геологов Туруханской экспедиции и нашим наблюдениям песчано-галечниковые осадки, отмечающиеся кое-где на указанных отметках, прислонены к максимальной морене. Они, очевидно, совершенно правильно отнесены Д. К. Зегебартом к осадкам ледниковых потоков конца средне-четвертичного оледенения.

По нашему мнению, к нижнеплейстоценовым и отчасти среднеплейстоценовым осадкам (может быть, синхронным туруханскому горизонту) в пределах Енисей-Нижнетунгусского междуречья можно отнести лишь подморенные пески, галечники и глины. Последние залегают в глубоких эрозионных, нередко тектонически обусловленных депрессиях и прикрыты сверху толщей валунных суглинков, что, впрочем, прекрасно иллюстрируется фактическим материалом Эвенкийской экспедиции, собранным в 1955 г. Генетически они являются аллювиальными, аллювиально-озерными и, быть может, лагунными (?) образованиями. Стратиграфически описываемые породы, возможно, подразделяются на два комплекса: более древний — песчано-галечниковый и более молодой — глинистый. Песчано-галечниковые осадки вскрываются под мореной максимального оледенения по Нижней Тунгуске (Голый яр и др.; фиг. 2), Сухой Тунгуске, Фатьянихе, Татарке, Бакланихе и т. д. Обычно это хорошо отсортированные, косо- и диагонально-слоистые пески. Обломочный материал отличается высокой степенью окатанности. В минералогическом отноше-

нии осадки имеют пироксено-полевошпатово-кварцевый состав с небольшой примесью роговой обманки и следами турмалина, сфена, циркона, силлиманита, кианита, дистена, слюд и т. д.

В синхронных отложениях на р. Угольной А. П. Степанов отмечает наличие древесной пылицы *Picea* sp., *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Alnus* sp., при этом *Pinus sibirica* составляет 48% от всей древесной пылицы.



Фиг. 2. Схематический геологический профиль через долину р. Н. Тунгуски в районе Голубого яра. Составил С. А. Архипов, с привлечением материалов И. Ф. Белостоцкой, М. Н. Благовещенской, Л. Я. Проводникова, В. Л. Фишера и Л. В. Поляковой.

1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — песок; 4 — галечники и рыхлые конгломераты; 5 — валунно-гравийно-галечниковые включения; 6 — доломиты; 7 — песчаники; 8 — траппы и продукты их разрушения; alQ₃ — осадки пойменной террасы; alQ₃^{3gr} — отложения I надпойменной (сарганской) террасы; alQ₂^{3k} — отложения II надпойменной (каргинской) террасы; glQ₃^{3z} — осадки зырянского оледенения; Q₂ — аллювиальные осадки казанцевского времени (III надпойменная терраса р. Н. Тунгуски); glQ₂² — морена максимального оледенения; alQ₂¹⁻² — аллювиальные нижнеплейстоценовые и предсамаровские отложения; alQ₁(?) — предположительно эоплейстоценовый аллювий; O — ордовик; Sn — синийские породы.

Одновременно отмечается присутствие карликовой березы и ивы, а также многочисленных представителей травянистых *Ericaceae*, *Gramineae*, *Compositae*, *Caryophyllaceae*, *Artemisia* и споры *Sphagnum* sp., *Licopodium* sp., *L. appressum* и т. д.

Непосредственно вдоль западного края Средне-Сибирского плоскогорья на отметках 50—60 м и не выше 100 м (по мере движения в глубь плоскогорья) залегает другая фациальная разность пород подморенного комплекса. Это серовато-синие слоистые, хорошо отмученные, часто уплотненные глины; они содержат, по данным А. П. Степанова, несколько обедненный по сравнению с песками спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладает древесная береза и меньше сосны. Кроме того в глинах, согласно определениям Г. А. Балуге в 1952 г., содержится холоднолюбивая семенная флора: *Fungi*, *Bryales*, *Selaginella selaginoides*, *Picea* sp., *Carex* sp., *Betula* sp., *Urtica dioica* L., *Polygonum convolvulus* L., *Chenopodium rubrum* L., *Ranunculus* cf. *reptans* L., *Potentilla* sp., *Menyanthes trifoliata* L., *Mentha* sp. и т. д. Важно отметить в глинах наряду с переотложенными третичными присутствие четвертичных пресноводно-солончатых диатомей: *Cyclotella comta* (Ehr.), Ktz., *Stephanodiscus astraca* (Fhr). Cran., *Navicula cocconeiformis* Greg., *Gymbella clagans* Jastzku,

Таким образом, фациальный анализ выявляет вполне закономерную пространственную дифференциацию нижних, отчасти среднелейстоценовых отложений. В пределах Енисейской депрессии и по самому краю Средне-Сибирского плоскогорья преимущественным развитием пользуются осадки, по своему литологическому облику (высокой глинистости, тонкой отмученности, горизонтальной слоистости, местами с известковыми конкрециями, солоноватоводными диатомеями и т. п.) свидетельствующие об их аккумуляции в крупном водном бассейне типа эстуария или морского залива. Косвенно на это указывают находки морской фауны в вышележащих туруханских слоях, связанных с описываемым постепенным переходом.

К южному замыканию Енисейской депрессии и непосредственно по окраине Средне-Сибирского плоскогорья происходит фациальное замещение только что рассмотренных отложений песчано-галечниковыми аллювиальными осадками.

Нижнелейстоценовые и туруханские отложения (см. ниже) вполне сопоставимы, по нашему мнению, с «верхним доледниковым комплексом Советской Арктики» В. Н. Сакса (1953). Загадочным остается генезис отмеченного выше мореноподобного прослоя в толще глин. Его гляциальное происхождение не вяжется с отсутствием следов древнего оледенения в пределах плоскогорья, с палеоботаническими и фаунистическими данными. Вместе с тем нельзя не учитывать значительного распространения мореноподобных осадков, установленных в буровых скважинах по рекам Турухану, Елогую (?), у пос. Самбурга и Ныды. Так геологи седьмой экспедиции ВСЕГЕИ в 1955 г. подразделили досамаровские четвертичные отложения в районе пос. Самбург на три горизонта: 1) доледниковый, 2) условно ледниковый и 3) первый средний межледниковый. Спорово-пыльцевые спектры доледниковых отложений показывают существование в это время на севере Западной Сибири темнохвойной тайги. Осадки, условно относимые к ледниковым, отличаются значительным сокращением в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы древесных пород, исчезновением пыльцы трав. В осадках «первого среднего межледниковья» отсутствует пыльца древесных пород и содержатся лишь единичные споры зеленых мхов, сфагнома и папоротников. Таким образом, намечается как будто постепенное ухудшение климатических условий.

СРЕДНИЙ ЯРУС ПЛЕЙСТОЦЕНА (Q_2^2)

Средний ярус плейстоцена представлен комплексом ледниковых гляциально-морских, аллювиальных и прибрежно-морских отложений. Ледниковый комплекс пользуется наибольшим распространением. В его строении устанавливаются вполне определенные закономерные изменения при переходе от Средне-Сибирского плоскогорья к Западно-Сибирской низменности. В области последней ледниковые отложения достаточно отчетливо подразделяются на два горизонта. При этом верхний из них в пределах Енисейской депрессии имеет гляциально-морское происхождение. По мере приближения к плоскогорью, а тем более вглубь его верхний гляциально-морской горизонт сначала фациально замещается типично субаэральной мореной, а затем сливается с нижним ледниковым горизонтом в единую толщу.

Отложения аллювиального, аллювиально-озерного и прибрежно-морского (?) ряда приурочены в основном к Енисейской депрессии. У края Средне-Сибирского плоскогорья и далее в глубь гор они замещаются флювиогляциальными и приледниковыми образованиями и резко сокращаются в своем площадном распространении, присутствуя только в эрозионно-тектонических депрессиях. В Приенисейской части Западно-Си-

бирской низменности средний плейстоцен подразделяется на следующие горизонты: туруханский, самаровский, мессовско-самбургский и тазовско-санчуговский.

Туруханский горизонт (Q_2^{tr})

Отложения этого горизонта известны пока лишь по буровым скважинам. На р. Турухане, в скважине № 9 СГПК описываемые осадки вскрыты на глубине 171,40—152,80 м ниже уровня реки; представлены они серым песком, преимущественно кварцевым, но со значительной примесью темноцветных минералов, с тончайшей косою и горизонтальной слоистостью. В скважинах на р. Елогуе породы этого горизонта достигают мощности 45—50 м. Они отличаются хорошей сортированностью, тонкозернистым материалом и горизонтально-волнистой слоистостью. Отложения туруханского горизонта по своему литологическому облику близки к прибрежно-морским или лагунным. Некоторым указанием на это служат также находки окатанных обломков морских моллюсков *Balanus balanoides*, вымытых из верхов интересующей нас толщи и найденные в основании Бахтинского разреза. Еще более отчетливые следы досамаровской трансгрессии устанавливаются по мере движения к северу. Так, в самбургской скважине синхронные осадки вскрыты в интервале 162,45—107 м. Они представлены мелкозернистыми песками с прослоями глин. В основании толщи встречена редкая галька. В глинах были встречены оставшиеся неопределенными обломки раковин.

В более южных районах Западной Сибири, а также на территории Средне-Сибирского плоскогорья и в Якутии к отложениям этого же возраста, по-видимому, принадлежат находки фауны млекопитающих *Elephas trogonterii* Pohl., *Equus* cf. *chasaricus* W. Grom., *Bison priscus longicornis* W. Grom. (устные сообщения Э. И. Равского, Е. Н. Шукиной и М. Н. Алексеева).

Самаровский горизонт (Q_2^{sm})

Отложения самаровского горизонта имеют максимальное распространение на исследованной территории. Генетически они представлены моренными, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. В основании горизонта местами залегает переслаивающаяся толща уплотненных песков и галечников. Последние вскрываются в основании Бахтинского разреза, где они достигают мощности 10—11 м. Пески серовато-желтые, существенно кварцевые, мелкозернистые, со значительной примесью темноцветных минералов. В тяжелой фракции преобладают пироксены (до 90%) и магнетит (до 5%). Встречаются в единичных знаках роговая обманка, цеолиты, гранат, сфен и др. Легкая фракция состоит из кварца (40—50%), полевых шпатов (30—40%) и обломков пород. Для отложений характерно значительное ожелезнение, диагональная и волнисто-изогнутая слоистость. Мощность отдельных песчаных прослоев изменяется от 20—30 см до 1,0—1,5 м. Галечники залегают в виде линз мощностью 30—50 см в толще песка. В основном преобладает галька до 10 мм в диаметре. В петрографическом отношении здесь встречены различные песчаники, кварц; изверженные породы трапповой формации занимают явно подчиненное значение. В галечниках были обнаружены остатки *Balanus* sp. *indet* и *Saxicava arctica* L. (определение С. Л. Троицкого). Фауна несет следы окатанности и поэтому едва ли является синхронной вмещающим осадкам. Допустимо, что они вымыты из подстилающих пород и указывают на их морской генезис.

Изучение минералогического и петрографического состава показы-

вает, что отложения в основном формировались за счет сноса материала со стороны Средне-Сибирского плоскогорья и Енисейского кряжа.

Описанные породы имеют, по-видимому, смешанный аллювиально-флювиогляциальный генезис. Они отлагались, с одной стороны, Енисеем, а с другой, — потоками талых вод, стекавших от ледяных языков активно развивавшегося на плоскогорье оледенения. Исходя из этого, эти образования, по всей вероятности, синхронны гляциальным отложениям в горах. Помимо Бахтинского разреза, одновозрастные породы встречены в целом ряде скважин. Описанные отложения перекрыты мореной самаровского оледенения. Последняя имеет практически повсеместное распространение, залегая на породах различного возраста на самых разнообразных гипсометрических отметках. Мощность морены в среднем достигает 25—35 м, но местами возрастает до 40—45 м. Представлена она суглинками и супесями буровато-серых тонов, в значительной мере песчаных, с беспорядочно распределенными валунами, галькой и гравием. Для нее характерна щебневато-ореховатая структура. Общий гранулометрический состав морены приведен в табл. 1.

Таблица 1

Местона- хождение	Общий объем пробы, л	Размер классов, мм										Порис- тость, %
		валуны		гальки		гравий		песок				
		>100	100+50	50+25	25+10	10+5	5+2	2+1	1+0,5	0,5+0,25	<0,25	
Бахтинский яр. . .	30	1,5	19,8	2,8	2,6	1,4	1,9	0,7	0,7	1,8	60,1	6,7
Река Верх. Имбак, в 15 — 16 км вы- ше устья	30	1,2	20,5	3,1	1,2	1,0	1,5	1,7	2,8	5,6	54,9	6,5
Река Комса, в 10 км выше ус- тья	25	0,8	18,5	5,6	1,5	3,1	2,5	0,3	0,5	1,0	59,4	6,8
Река Фатьяниха, в 5 км выше ус- тья руч. Безымян- ного	25	1,0	20,0	5,5	4,5	4,0	3,5	—	0,5	6,5	48,0	6,5

Пелитово-песчаный материал самаровской морены изучался в шлифах под микроскопом. Согласно описаниям А. П. Брицко и Н. С. Максимовой, порода обладает псаммитовой или псефито-псаммитовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал плохо окатан, угловат и совершенно не сортирован. Размер обломков колеблется в пределах от 0,05 до 1,0 мм, а в отдельных случаях до 2 мм. Все обломки заключены в базальный цемент, представленный бурым пелитоморфным материалом. Валуны и галька в морене представлены главным образом траппами, туфом, кремнем, кварцитом, доломитом и кварцем.

В северной части исследованного района, в бассейне р. Турухана (скважина СГПК), в низовьях р. Енисея, в бассейнах рек Хеты, Агапы (Сакс, 1953) самаровская морена очень часто сильно перемыта и превращена в галечники, конгломераты и даже пески с отдельными валунами. Мощность ее, естественно, сокращается до 10—15 м, а местами она отсутствует. Сильный размыв моренных отложений связан, по-видимому, с обширной послесамаровской трансгрессией полярного моря и вряд ли объясним исключительно эрозией. В отдельных местах самаровская морена перекрыта озерно-ледниковыми отложениями, представлен-

ными ленточными глинами (Бахтинский яр). Спорово-пыльцевые анализы ленточных глин Бахтинского яра показывают преобладание растительности холодного тундрового типа с *Betula nana* и травами. Мощность ленточных глин в этом разрезе достигает 4—5 м.

Мессовско-самбургский горизонт (Q_2^{2m+sb})

Отложения горизонта имеют вполне определенное, локальное распространение и приурочены к крупным эрозионно-тектоническим депрессиям Енисейской, Туруханской в низовьях Пура, Таза и т. д.

Двойное название оправдывается тем, что рассматриваемые осадки представлены не только аллювиальными (Сакс, 1948, 1951, 1953 и т. д.), но и морскими фациями, как указывали А. В. Куликов в 1952 г., С. Л. Троицкий в 1955 г. и С. Б. Шацкий в 1956 г.

Аллювиальная толща сложена преимущественно хорошо отсортированными и весьма однородными серовато-желтыми песками. Последние кварцево-полевошпатового состава с более разнообразной минералогической ассоциацией по сравнению с подстилающей самаровской мореной.

Аллювиальные отложения пользуются преимущественным распространением в южной части исследованной территории. Они встречаются в Бахтинском, Алинском, Кангатовском и Марковском ярах, по рекам Фатьянихе, Бахте, Комсе и др. Мощность их изменяется от 10 до 20 м. В песках наблюдается разнообразная косая и волнисто-горизонтальная слоистость, что позволяет отнести их к русловой фации аллювия. Вместе с тем в ряде пунктов (Алинский, Кангатовский яры) значительным распространением пользуются, вероятно, старичные или же пойменные суглинки и глины. Они обычно серовато-синих тонов, иловатые, песчаные; содержат некоторое количество растительного детрита и обладают слабым сероводородным запахом.

В песках Бахтинского яра была встречена фауна пресноводных моллюсков *Sphaerium corneum* L., *Radix ovata* Drop., *Valvata piscinalis* Müll. и наземные *Eulota fruticum* Möll. (определения И. В. Даниловского).

































Спорово-пыльцевые анализы Е. В. Кореневой из отложений мессовско-самбургского горизонта (Бахтинский и Кангатовский яры, скважина № 9 и т. д.) устанавливают спорово-пыльцевые спектры лесотундрового типа с преобладанием среди пыльцы древесных пород ольхи и березы (пыльца хвойных отмечается в очень незначительном количестве — до 5%). Пыльца кустарниковой березы отмечается в количестве 15—20% от суммы всех сосчитанных зерен. Большое участие в спорово-пыльцевых спектрах принимает пыльца травянистых растений, главным образом разнообразное разнотравье, а также пыльца полыней, лебедовых и вересковых (фиг. 3 и 4).

Весьма большое значение во всех исследованных образцах этой толщи имеют переотложенные пыльца и споры мелового возраста, а также третичного (зерна *Ulmus*, *Juglans*, *Quercus*, *Ilex*, *Tilia*) хорошей сохранности.

Все это говорит о том, что во время накопления осадков мессовско-самбургского горизонта в нашем районе существовали в основном открытые ландшафты с участием в растительном покрове разнообразных разнотравных ассоциаций с представителями семейств бобовых, зонтичных, гвоздичных, ворсянковых, со значительным участием полыней и лебедовых, а также кустарниковой березки и зарослями ольхи. Климатические условия в эпоху седиментации осадков данной толщи были относительно суровыми и не допускали развития древесной растительности. Во всяком случае, они были значительно более суровыми, чем

современные. Согласно определению «ледниковых» и «межледниковых» эпох (К. К. Марков, 1955), это свидетельствует о том, что тазовское оледенение было лишь стадией максимального оледенения, а не являлось самостоятельным.

В северной части исследованного района и далее на северо-запад синхронные осадки представлены, кроме аллювиальных, морскими фациями. Морские отложения мессовского времени впервые описаны нориль-

	Почва		<i>Larix</i>
	Глина		<i>Abies</i>
	Ленточные глины		<i>Picea</i>
	Суглинок		<i>Pinus sibirica</i>
	Супесь		<i>Pinus silvestris</i>
	Песок		<i>Betula</i> (древесные ф-мы)
	Торф		<i>Alnus</i>
	Растительный детрит		<i>Artemisia</i>
	Гильба		<i>Chenopodiaceae</i>
	Валуны		<i>Gramineae</i>
	Фауна		<i>Cyperaceae</i>
	Пыльца древесных пород		<i>Ericaceae</i>
	Пыльца кустарников, кустарничков и трав		Разнотравье
	Спores		<i>Bryales</i>
			<i>Sphagnales</i>
			<i>Polypodiaceae</i>
			<i>Lycopodiaceae</i>
			<i>Selaginella selaginoides</i>

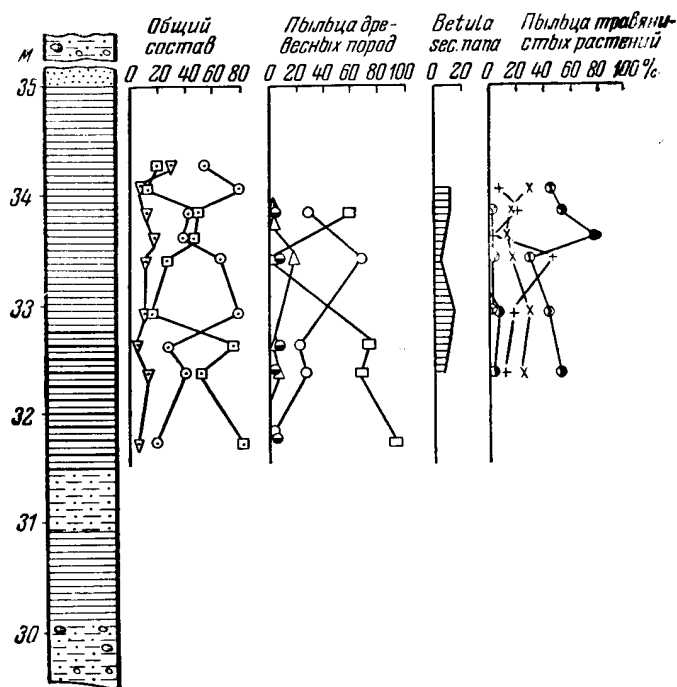
Фиг. 3. Условные обозначения к спорово-пыльцевым диаграммам.

скими геологами в 1954 г. Позднее к этому присоединяется С. Л. Троицкий, рассматривающий мессовские отложения как комплекс прибрежно-морских, дельтовых и аллювиальных фаций с фауной *Macoma baltica* L. и др. В 1956 г. С. Б. Шацкий выделил синхронные морские осадки под названием «самбургского горизонта» в интервале 103—3,50 м в разрезе скважины пос. Самбург. В них С. Л. Троицкий определены морские моллюски *Balanus hameri* Asc., *Buceinum* sp., *Astarte montagui* Dillw. var. *indet.*, *Macoma calcarea* (Chem.), *Mya truncata* L., *Cyrtadaria jeniseae* Sachs и др.

Все эти данные позволяют говорить о том, что в мессовско-самбургское время начинается обширная послесамарская трансгрессия. Распространение ее к югу, по-видимому, фиксируется по площадному размыву подстилающей самаровской морены. Южная граница самбургского бассейна проходила, вероятно, примерно у широты Туруханска. Море проникло сюда как по долине Енисея, так и по Туруханской депрессии.

В скважинах по р. Турухану самбургские отложения залегают на сильно размытой самаровской морене, превращенной в базальные галечники и пески с валунами. Они сложены 50—60-метровой толщей переслаивающихся глин, суглинков, сугесей и песков. Суглинистые породы

тонкоотмученные, слоистые, в отдельных прослоях с растительным детритом. Пески серые, существенно кварцевые, тонко- и мелкозернистые, значительно глинистые. Вверх по разрезу как в скважинах, так и в естественных обнажениях по р. Турухану рассмотренные отложения постепенно переходят в тазовско-санчуговскую свиту.



Фиг. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений мессовско-самбургского горизонта (Бахтинский яр).

Условные обозначения см. Фиг. 3.

Тазовско-санчуговский горизонт (Q_2^{st+s})

К отложениям тазовско-санчуговского горизонта отнесен сложный комплекс осадков различных генетических типов: гляциальных, гляциально-морских и перекрывающих их аллювиальных и прибрежно-морских отложений.

Гляциально-морские отложения распространены в пределах Енисейской депрессии. В бассейне р. Турухана, в низовьях Енисея, в районе Самбурга (С. Б. Шацкий, 1956) они связаны постепенным переходом с морскими мессовско-самбургскими отложениями и обладают наиболее ярко выраженным гляциально-морским генезисом.

По периферии Енисейской депрессии, у подножья Средне-Сибирского плоскогорья гляциально-морские отложения представлены супесями и суглинками местами уплотненными, с осколчато-щебневатой структурой, с беспорядочно распределенными галькой и валунами. Наблюдается их трансгрессивное залегание на подстилающих аллювиально-озерных образованиях и фациальное замещение гляциально-морских осадков субаэральными гляциальными образованиями, а непосредственно вблизи гор — слияние с самаровской мореной.

В правобережных енисейских ярах тазовская морена приобретает при движении с юга на север все более и более четко выраженные вод-

ные, гляциально-морские черты. В разрезах и в горизонтальном направлении наблюдаются то постепенные, то резкие литологические переходы от грубых песчанисто-супесчаных пород к глинисто-иловатым и даже типичным ленточным глинам. Местами наблюдаются прослои пылеватого песка с тонкой слоистостью (Бахтинской яры). Обломочный материал то беспорядочно разбросан по всей толще, то распределяется послойно (Алинский, Марковский яры и т. д.). Содержание его в осадках резко меняется. Так, верхняя часть Алинского яра сложена неясно слоистыми комковато-щебневыми суглинками, почти не имеющими включения грубого обломочного материала. Вниз по разрезу они постепенно переходят в типичные валунные суглинки. Аналогичные переходы наблюдаются и в горизонтальном направлении. Еще далее к северу усиливается слоистость пород и расслоение их на валунные и безвалунные осадки (Марковский, Черноостровский, Пупковский и другие яры). Параллельно наблюдаются изменения и гранулометрического состава гляциально-морских пород. Так, данные ситовых анализов тазовско-санчуговских отложений показывают закономерное увеличение грубообломочного материала в толще по мере приближения к Средне-Сибирскому плоскогорью. Это особенно наглядно видно из табл. 2.

Таблица 2

Местоположение	Общий объем породы, л	Размер классов, мм										Пори- стость %
		валуны		галька		гравий		песок		глина		
		>100	—100+50	—50+25	—25+10	—10+5	—5+2	—2+1	—1+0,5	—0,5+0,25	<0,25	
В 2 км ниже устья р. Бахты	22	1,2	5,7	0,9	1,0	0,9	1,13	0,9	1,13	1,36	80,55	6,13
Там же	22	—	2,9	1,1	1,8	0,55	1,21	—	—	—	84,44	8,0
В 5 км выше ст. Марково	22	1,5	3,45	1,15	2,85	5,60	2,35	5,13	1,67	4,50	66,0	5,8
Фатьяниха, урочи- ще Чирово	20	—	2,5	1,0	2,50	1,25	2,25	2,50	2,25	2,25	76,5	6,8
Бакланиха, в 1 км ниже устья М. Бакланихи	15	—	6,0	1,33	2,33	3,5	2,0	0,86	0,66	2,44	72,88	8,0
Ст. Татарское . . . Урочище Тол- стый Нос	22	—	7,5	19,4	13,0	6,12	5,5	1,5	—	—	40,38	9,7
	20	—	—	—	2,3	1,65	2,15	0,6	0,25	—	84,35	8,7

В толще гляциально-морских осадков в последнее время в ряде пунктов (р. Турухан — Ю. А. Лаврушин, 1955 г., С. А. Архипов, 1956 г.; пос. Пупково — В. А. Зубаков, 1956 г.) найдена морская фауна *Portlandia arctica* Juw., *Portlandia leuticula* Möll., *Astarte crenata* (Gray), *Macoma baltica* L.

В. А. Зубаковым указывается фауна и южнее, вплоть до пос. В. Имбаткос. Кроме того, фауна (к сожалению, оставшаяся неопределенной) была обнаружена при бурении у пос. Зыряново и Кангатова в 1952 г. геологами И. В. Лебедевым, Б. В. Мизеровым и С. Б. Шацким. Как видно, приведенная фауна является вполне идентичной (хотя и несколько обеднена) санчуговскому горизонту района Усть-Порта (Сакс, 1953). По западной окраине Енисейской депрессии на склоне «Лобового материка» гляциально-морские отложения отсутствуют. Здесь развита, по данным Ю. А. Лаврушина, субаэральная нерасчлененная морена максимально-

го оледенения. Так, на р. Артюгиной в 7,5 км ниже устья ручья Перевалки наблюдался разрез, в котором установлена тесная связь морены с флювиогляциальными осадками. Здесь наблюдалось небольшое возвышение с относительной высотой около 12 м и пологой округлой вершиной, склоны которого плавно сочленялись с межхолмовыми понижениями. В склоне холма была задана канава, которой сверху вниз было вскрыто следующее взаимоотношение слоев (фиг. 5):

Мощность, м	
1. Почвенно-растительный горизонт	0,2
2. Суглинок желтовато-коричневого цвета, крупнокомковатый, несколько иловатый, мерзлый; местами в комках суглинка видна тонкая горизонтальная микрослоистость; контакт с нижележащим горизонтом слабо волнистый. Суглинок, несомненно, водно-озерного или перигляциального происхождения (фиг. 5)	3,4
3. Песок коричневатого-серый тонкозернистый, слабо глинистый, полимиктовый. К контакту с вышележащим суглинком приурочена линза грязновато-серого песчано-гравийного материала со значительным количеством гальки. Галька в основном хорошо окатана, достигает в поперечнике до 7 см. Максимальная мощность линзы до 8—10 см. Контакт линзы с вмещающим песком резкий, волнистый. Ниже в песке встречаются отдельные небольшие линзы грязно-серого, хорошо отсортированного песка. В коричневатом-сером песке — основной породе слоя — содержится значительное количество валунов и гальки. В петрографическом отношении они представлены диабазами, алевритами, аргиллитами, песчаниками, роговиками, в единичных случаях молочно-белым кальцитом и графитом. В отличие от хорошо окатанной гальки валуны окатаны по I—II классу, нередко имеют плоские или слабо выпуклые грани, обычно удлиненной формы. В среднем по длинной оси они достигают 15—18 см, а по короткой — до 10 см. Но нередко встречаются и более крупные — соответственно 25—30 см и до 20 см. В 0,8 м от кровли слоя в песке имеется линза валунного материала, достигающая мощности 0,7 м. Контакт с нижележащим слоем резкий, волнистый.	5,0
4. Супесь буровато-коричневая, крупнокомковатая, плотная. Комки достигают в поперечнике до 4—5 см; при раскалывании их видны включения мелких гравийных частиц; нередко встречаются обломки древесного угля. В породе также часто встречаются крупные валуны и галька, последняя имеет в среднем II—III класс окатанности, достигает в поперечнике 5—8 см. Валуны достигают до 30 см, обычно траппового состава. Последний слой представляет собой типичную морену	3,5

Наличие флювиогляциальных отложений, тесно связанных с моренами максимального оледенения, отмечалось нами ранее по рекам Пакулихе, Мангутихе, Н. Баихе и др. (Архипов, Лаврушин, 1957).

Спорово-пыльцевые анализы образцов из гляциально-морских отложений у ст. Марково (фиг. 6) и из скважины № 9 СГПК показали весьма слабую пыльценосность отложений этой толщи. Среди общего состава спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений. Отмечены лишь единичные зерна пыльцы древесных пород, главным образом кедровой сосны (*Pinus sibirica* Mayr.), несомненно, занесенной в осадки из более южных районов. Основное значение в спорово-пыльцевых спектрах имеет пыльца карликовой березы (по-видимому, *Betula nana* L.), составляющая 25—55% от суммы всех зерен, а также пыльца травянистых растений, среди которой доминируют злаки. Среди спор преобладает плаунок *Selaginella selaginoides*

L. и арктические виды плаунов *Lycopodium alpinum* L. и *L. pungens*, *L. rupestris*, а также споры зеленых и сфагновых мхов.

Переотложенные пыльца и споры мелового и третичного возраста во всех образцах встречаются в весьма значительном количестве.

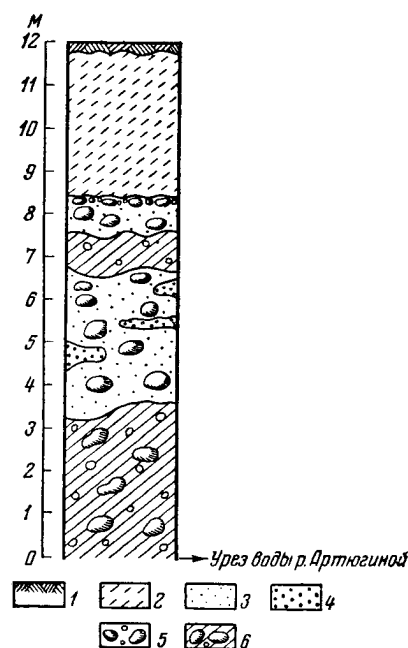
Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о том, что во время отложения осадков данного горизонта господствовали суровые климатические условия.

Венчается разрез тазовско-санчуговского горизонта прибрежно-морскими, дельтовыми и аллювиальными отложениями, образующими в пределах Енисейской депрессии непрерывный ряд фациально замещающихся в направлении с юга на север осадков.

В южной части исследованного района они представлены аллювием IV надпойменной террасы Енисея. Последний в обнажениях по правому берегу Енисея (против ст. Чулково, в 5—6 км выше ст. В. Имбатское и др.) представлен толщей песков серовато-желтого цвета, существенно кварцевыми, мелко- и тонкозернистыми. В песках часто развита волнисто-горизонтальная и косая слоистость. В обнажении против ст. Чулково в песках была обнаружена фауна пресноводных моллюсков, определенная как *Pisidium* sp., *Pisidium annicum* Müll., *Sphaerium scaldianum*, *Valvata* sp., *Radix* sp., *Stagnicola* sp. и др.

К северу характер осадков меняется. Показательным в этом отношении является обнажение Черноостровского яра, в основании разреза которого залегает толща песков, содержащая обломки морской фауны (устное сообщение В. А. Зубакова). Выше в том же обнажении в песках с резко выраженной косой слоистостью встречена пресноводная фауна *Sphaerium corneum* Norm., *Pisidium* sp., *Cyralius* sp., *Radix* sp. (определения И. В. Даниловского). Нижняя толща осадков отнесена нами к прибрежно-морским отложениям, а верхняя к аллювиальным, дельтового типа.

На р. Турухане между устьями рек Маковской и Вымской на тех же гипсометрических отметках и в том же стратиграфическом положении была описана в 1955 г. Ю. А. Лаврушиным толща перекрестно-слоистых разнозернистых песков с гравием, галькой и единичными валунами. Собранный в них фауна морских моллюсков была определена В. В. Вдовиным и М. А. Лавровой. Здесь определены *Portlandia (Ioldia) arctica* Gray., *Margarites helicines* Phipps., *Trophonopsis clathratus* Lin., *Sipho* sp. (Cutrus ?), *Astarte montagui* Dillw. f. *striata* Leach., *Astarte crenata* Gray., *Macoma baltica* L., *Saxicava arctica* L. Наличие в значительном количестве вида *Macoma baltica* L., небольшие размеры раковин указывают, по мнению М. А. Лавровой, на некоторое опреснение вод. Характер фауны и литология вмещающих ее осадков дают основание отнести этот комплекс к прибрежно-морским отложениям и сопоставить их с регрессивной фазой санчуговского горизонта бореальной трансгрессии.



Фиг. 5. Геологический разрез с р. Артюгиной, в 180 км от устья

1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — суглинок; 3 — песок; 4 — гравий; 5 — валуны и гальки; 6 — валунный суглинок (морена).

По данным спорово-пыльцевых анализов, проведенных Е. В. Коревой, для отложений горизонта характерен тундровый тип растительности. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений. Пыльца древесных пород играет весьма скромную роль и представлена главным образом пылью сосны, переносимой по воздуху на весьма значительные расстояния.

В экстратеррациальной области Западной Сибири и в Якутии, по-видимому, к синхронным этому горизонту отложениям приурочены находки *Elephas primigenius* Blum примитивной формы, переходной к *Elephas trogonterii* Pohl.

В заключение этого раздела необходимо более подробно остановиться на отложениях максимального оледенения на западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья и Приенисейской предгорной равнины, поскольку они пользуются там, по данным С. А. Архипова, широким и преимущественным распространением (фиг. 7).

В области Приенисейской предгорной равнины из разреза среднеплейстоценового яруса выпадают межморенные отложения.

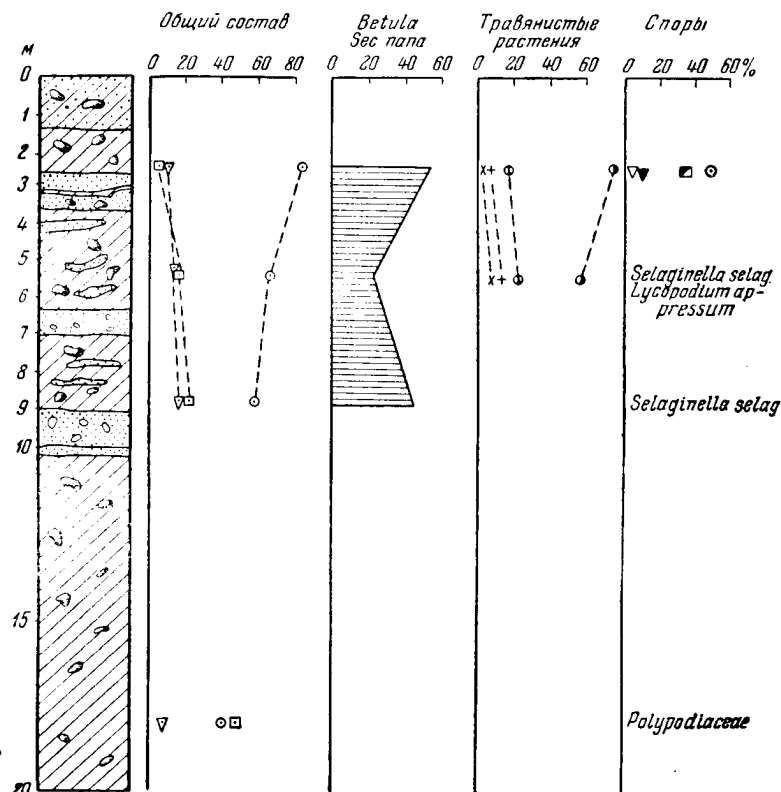
Как уже отмечалось выше, гляциально-морские тазовско-санчуговские породы фациально замещаются субаэральной тазовской мореной и постепенно сливаются с самаровской в единую гляциальную толщу максимального оледенения. Лишь в отдельных местах отмечается наличие межморенных флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений.

Морена максимального оледенения сохранилась главным образом в доледниковых эрозионных и отчасти эрозионно-тектонических депрессиях. В нижнем течении рек Нижней Тунгуски, Летней, Северной, Гремячей, Сухой Тунгуски и Мироедихи морена вскрывается в цоколе террас. Мощность гляциальных осадков достигает 60—70 м. За пределами древних эрозионно-тектонических депрессий по современным возвышенным междуречьям максимальная морена сильно эродирована и сохранилась редко. Ее замещают здесь флювиогляциальные осадки. Распространение их, главным образом на междуречьях, С. А. Архипов объясняет тем, что речная сеть унаследовала после максимального оледенения в значительной степени свои доледниковые долины и уничтожила в их пределах флювиогляциальные осадки. В долине Енисея они с некоторым размытием залегают на гляциально-морских тазовско-санчуговских отложениях и фациально замещаются в долине Енисея аллювием IV надпойменной террасы.

По западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья отложения максимального оледенения наибольшим распространением пользуются в бассейнах рек Фатянихи, Комсы, Б. Сиговой и др. Моренные валунные суглинки вскрываются не только во всех современных долинах рек, но сплошным чехлом перекрывают междуречья. Только наиболее высокие возвышенности выступают из-под этого чехла. В отличие от Приенисейской предгорной равнины гляциальные осадки здесь неполностью выполняют доледниковые впадины. Это объясняется значительно большими размерами последних в описываемом районе. Этим же, по-видимому, объясняется сохранение в рельефе сквозных долин, соединяющих верховья рек Фатянихи и Б. Сиговой, Фатянихи и Бахтинки и других, с остатками древнего аллювия в их пределах. Тем не менее максимальная мощность гляциальных отложений отмечена именно в подобных депрессиях, достигая 30—32 м.

Незначительный по мощности чехол валунных суглинков наблюдается по склонам и на поверхности горных останцев абсолютной высоты 280—300 м. Здесь отложения сильно переработаны последующими процессами плоскостного смыва, солифлюкцией и т. д. Поэтому суглинки теряют присущую им щебенчатую отдельность и приобретают землистую,

сильно уплотненную структуру. Обломочный материал образует вторичные локальные скопления то мелкой гальки, то огромных валунов диаметром до 1 м. Флювиогляциальные отложения приурочены обычно к



Фиг. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений тазовско-санчугского горизонта (Марковский яр).

Условные обозначения см. фиг. 3.

межгорным впадинам и прослеживаются вдоль долин современной гидрографической сети. Они формируют один или два уровня флювиогляциальных террас, сопоставимых, по-видимому, с IV и отчасти III надпойменными террасами Енисея. В долине р. Нижней Тунгуски к ним относятся, возможно, «террасы», отмеченные рядом исследователей (Кушев, 1934) на абсолютных отметках 240—320 м.

В долине р. Фатьянихи флювиогляциальные галечники отмечены в районе Зеленого мыса, Большого порога и в других местах на отметках 180—220 м. На Средне-Сибирском плоскогорье в области гор с абсолютными высотами 400—700 м четвертичные отложения приурочены главным образом к долинам рек. Здесь также известны следы максимального оледенения в виде валунных суглинков и флювиогляциальных галечников. В то же время на плоских вершинах столовых гор высотой 500—600 м аэрогеологами установлены рыхлые мезозойские породы. По мнению С. А. Архипова, это может свидетельствовать о том, что максимальное оледенение в горах Енисей-Нижнетунгусского междуречья носило не покровный, а долинный характер, что было обусловлено значительным расчленением доледникового рельефа. Отсутствие ледниковых отложений на абсолютных высотах 500—600 м, а также наличие древнеаллювиальных отложений в доледниковых долинах на отметках 200—

250 м позволили С. А. Архипову предположительно оценить мощность ледников в горах западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья в 200—250 м, максимум 300 м.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (Q_2^3)

Отложения верхнеплейстоценового яруса расчленены на три горизонта: казанцевский, зырянский и поздне-последледниковый.

Казанцевский горизонт (Q_2^{3kz})

Казанцевский горизонт объединяет целую группу осадков, образующих вполне закономерный фациальный переход от аллювиальных к озерным (эстуарным) и морским осадкам.

В исследованном районе аллювиальные осадки пользуются максимальным распространением. Они формируют III надпойменную террасу Енисея относительной высотой 40—50 м. По правому борту долины Енисея строение ее вскрывается в Кангатовском и Марковском ярах, по рекам Комсе, Нижнему Имбаку и Фатьянихе. В Кангатовском яру описываемые отложения представлены внизу песками, выше перемежающимися с супесями и суглинками. Пески разнозернистые с гравием и единичной окатанной галькой, волнисто- и косослоистые.

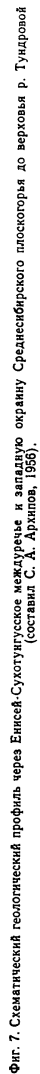
В минералогическом отношении осадки характеризуются кварцево-полевошпатовым составом. Ко времени начальной стадии формирования III надпойменной террасы относятся, по-видимому, в долинах рек на западных отрогах Средне-Сибирского плоскогорья II и III надпойменные террасы рек Фатьянихи, Сухой Тунгуски и других, в строении которых частично участвуют флювиогляциальные осадки.

В долине р. Нижней Тунгуски к казанцевским отложениям отнесен аллювий 80—100-метровой террасы, перекрытый зырянской мореной.

На р. Турухане между устьями рек Блудной и Бедной в 1955 г. Ю. А. Лаврушин выделил толщу аллювиальных песков казанцевского времени серовато-коричневого цвета со слабым зеленоватым оттенком полимиктовых, с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. В песке встречается значительное количество мелких кусочков древесного угля и полусгнившей древесины, которые обычно сосредоточены в линзы мощностью до 1—2 см, расположенные горизонтально. Видимая мощность песков достигала 16 м. Перекрыты они зырянской мореной и прислонены к прибрежно-морским осадкам тазовско-санчуговского времени. В направлении вниз по течению ниже Янов Стана отложения несколько изменяются фациально — то переходят в суглинки, то в супеси. Условия залегания их и соотношение с другими отложениями видны на схеме фиг. 8. Спорово-пыльцевые анализы проб из этих песков были выполнены Ю. Маховой и Г. Власовой. Результаты анализа показали, что во время формирования песков существовала лесная растительность. При этом основная роль принадлежала *Betula*, *Picea*, *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*. Процент травянистых незначителен. Резкое увеличение березы в спектрах наблюдается снизу вверх по разрезу, по мере приближения к кровле слоя. На приведенной диаграмме можно подробно наблюдать ход изменения растительности во времени (фиг. 9). Одновременно необходимо отметить, что она свидетельствует о более теплых климатических условиях.

По направлению к северу аллювиальные отложения фациально переходят вначале в озерные (эстуарные), а затем в морские.

На р. Турухане в скважине № 9 СГПК вскрыты типичные озерные или эстуарные отложения казанцевского времени. В этих отложениях

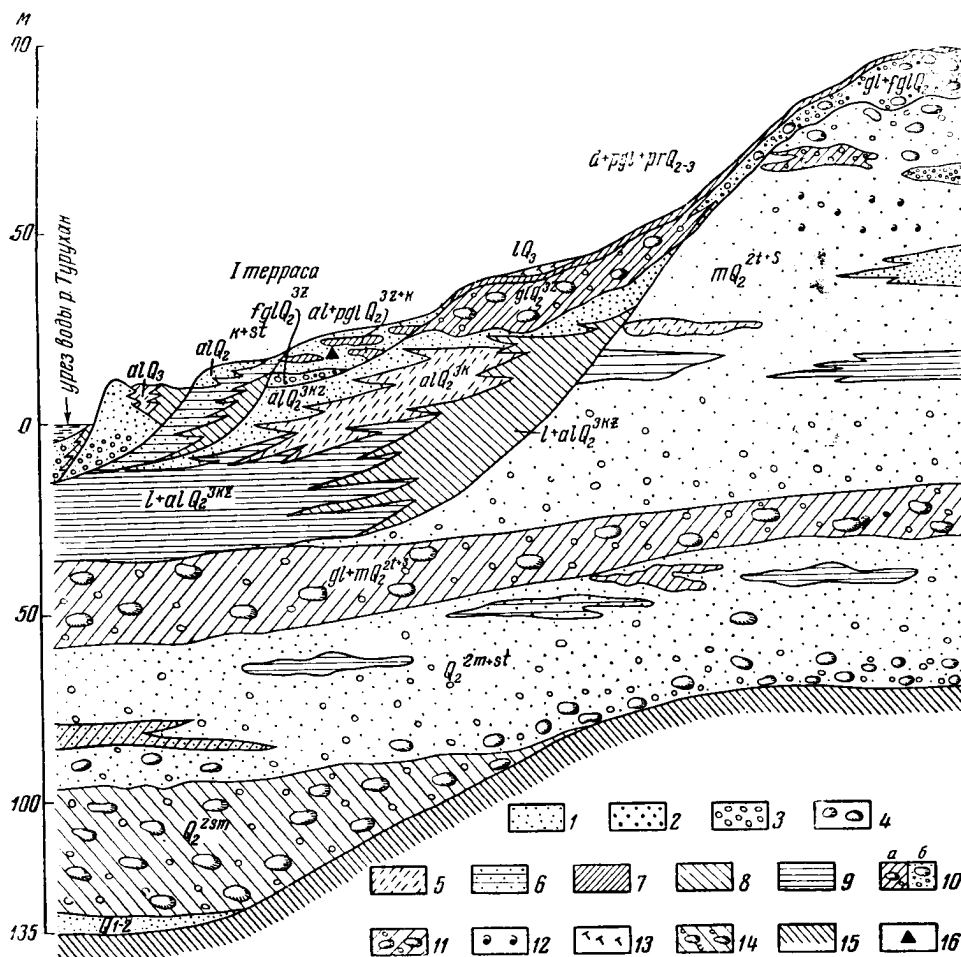


Фиг. 7. Схематический геологический профиль через Енисей-Сухотунское междуречье и западную окраину Среднесибирского плоскогорья до верховья р. Тундровой (составил С. А. Архипов, 1956).

[illegible]

Е. В. Кореневой установлены спорово-пыльцевые спектры таежного типа (фиг. 10). Пыльца древесных пород в образцах из этой толщи составляет от 62 до 90%.

Среди пыльников древесных пород во всех образцах господствует пыльца темнохвойных пород: ели, кедровой сосны (*Pinus sibirica* Mayr.) и



Фиг. 8. Схема строения четвертичных отложений долины р. Турухан на участке между устьями рек Блудная и Вымская. Составил Ю. А. Лаврушин

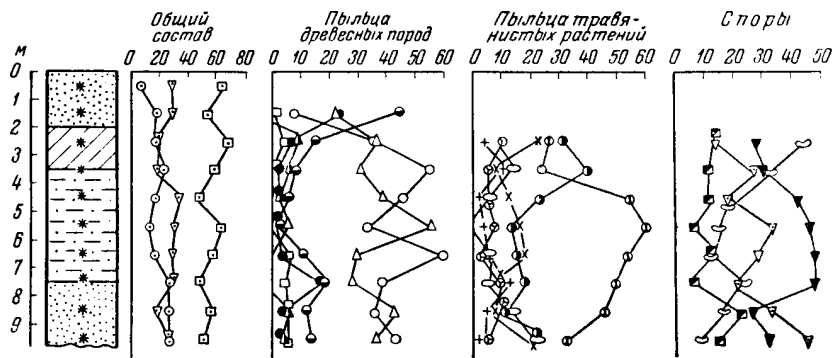
1 — песок; 2 — гравий; 3 — галечник; 4 — валуны; 5 — супесь; 6 — глинистый песок; 7 — покровный суглинок; 8 — суглинок; 9 — глина; 10 — морена зырянского оледенения; а — валунный суглинок; б — песчано-галечно-валунные отложения; 11 — тазовско-санчуговские гляциально-морские отложения; 12 — морская фауна; 13 — торф и озерный суглинок; 14 — самаровская морена; 15 — кровля мела вых и третичных пород; 16 — положение в разрезе находок остатков *Elephos primigenius* Blum.

пихты. Содержание пылицы ели постепенно увеличивается сверху вниз от 22 до 68% (на глубине 57 м), а затем снова незначительно сокращается. Пыльца *Pinus sibirica* Мауг. в количестве 40—50% присутствует равномерно во всех образцах. Пыльца пихты отмечается во всех образцах в количестве 10—15%, а в верхней части разреза на глубине 41 м достигает своего максимума — 33%. Пыльца древесных видов берез присутствует в небольшом количестве — 2—10%. Ольха и обыкновенная сосна (*Pinus silvestris* L.) присутствуют далеко не во всех образцах и в небольшом количестве.

Почти во всех образцах присутствует в небольшом количестве пыльца *Betula nana* L.

Пыльца травянистых растений играет подчиненную роль и представлена единичными зернами полыней и лебедовых, а также пыльцы семейства Caryophyllaceae, Rosaceae, Umbelliferae, Compositae и др.

Споры также играют небольшую роль и представлены сфагновыми и зелеными мхами, папоротниками и в меньшей степени лесными видами



Фиг. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений казанцевского горизонта по Г. Власовой (левый берег Турухана в 2 км выше устья р. Вымской).

Условные обозначения см. фиг. 3.

плаунов. Переотложенные пыльца и споры отмечаются в небольшом количестве.

Спорово-пыльцевые спектры из отложений казанцевского горизонта, таким образом, свидетельствуют о развитии в это время в районе исследования елово-пихтово-кедровой темнохвойной тайги, местами в сочетании с ерничково-сфагновыми болотами. Климатические условия во время накопления осадков этой толщи были, по-видимому, близки к современным.

Приведенные данные, а также характер фауны морских аналогов этих отложений позволяет считать казанцевское время первым теплым межледниковьем.

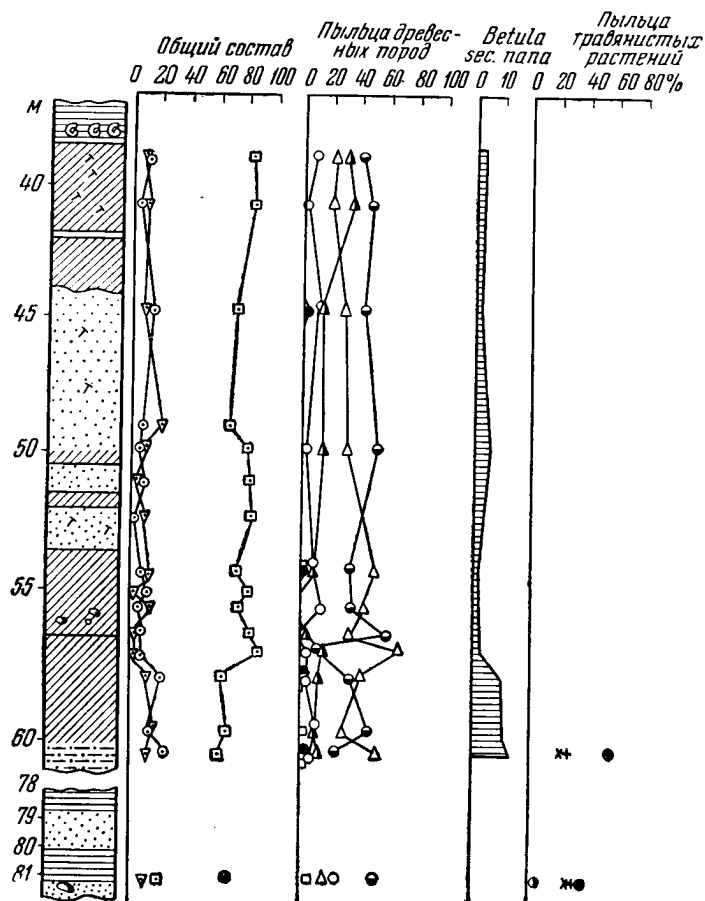
Несомненно, морские отложения этого времени проникают по Енисею, вероятно, до района г. Игарки. Они представлены серыми и желтовато-серыми песками, существенно кварцевыми, разнотекстурными со всевозможной слоистостью. В песках у ст. Плахино С. А. Архиповым были найдены ракушки *Balanus hameri* Asc. (определение С. Л. Троицкого), а из осыпи собраны дополнительно *Mya* sp. и *Saxicava arctica* L. Присутствие *Balanus hameri* Asc. указывает, по-видимому, на достаточно теплый водоем, а некоторая окатанность раковин — на сильные придонные течения.

К северу в низовьях Енисея, по рекам Косой, Дуромею и т. д. описываемые отложения становятся более глубоководными. Это 10—15-метровая пачка перемежающихся песков и тонкоотмученных иловатых супесей с фауной моллюсков *Cyrtodaria jensenseae* Sachs, *Mya* sp., *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* L. и обломки *Cyprina islandica* (определения С. Л. Троицкого).

Казанцевские морские осадки, не говоря уже об озерных на р. Турухане и аллювиальных в долинах Енисея, со следами размыва ложатся на подстилающих санчуговско-тазовских породах. Еще далее на северо-запад, в бассейне р. Пура С. В. Суздальский в 1954 г. отмечает синхрон-

ные сангомпанские отложения, которые залегают с разрывом на сальмальных породах. В основании казанцевских морских осадков отмечаются прослои торфяников, пески с галькой и даже конгломераты.

Все это вместе взятое свидетельствует о значительной регрессии санчуговского бассейна и, возможно, о самостоятельности последующей затем казанцевской трансгрессии.



Фиг. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений казанцевского горизонта (скважина № 9 СГПК).

Условные обозначения см. фиг. 3.

Зырянский горизонт (Q_{2z}^3)

Отложения этого горизонта непосредственно связаны с зырянским оледенением. Гляциальный комплекс отложений широко распространен по западной окраине Средне-Сибирского плоскогорья, севернее широты г. Туруханска. Кроме того, наиболее высокие горные массивы исследованной территории также могли быть центрами небольших ледников. На левобережье Енисея зырянские ледниковые отложения распространены на Енисей-Турухан-Тазовском междуречье. Они образуют свежий холмистогрядовый рельеф, как бы замыкающий с севера Енисейскую депрессию. С. Б. Шатский в 1952 г. описал здесь несколько конечноморенных гряд, сложенных в основном песчано-галечно-валунным материалом. Холмистый рельеф у пос. Ангутихи, Якутов, Денежкино, Игарки с абсолютными высотами 80—90 м сложен, по данным С. А. Архипова, донной мореной.

Последняя представлена валунно-галечниками в супесчаном заполнителе грязно-бурого цвета. Это без всяких признаков сортировки и слоистости порода, сильно обогащенная валунами, рыхлая и почти не содержащая гравия. Эти отложения не имеют сплошного распространения. В горизонтальном направлении они замещаются слоистыми песчаными глинами и суглинками, а также грубыми косослоистыми песками (Горошихинский яр).

В бассейне р. Турухана зырянские ледниковые отложения представлены в основном двумя разностями, фациально замещающими друг друга. В 1955 г. Ю. А. Лаврушин описал на междуречье Турухан-Маковская водно-ледниковые зырянские отложения, слагающие ряд гряд, вытянутых в направлении с северо-востока на юго-запад и расположенные на абсолютной высоте 80—100 м. Водно-ледниковые отложения представлены линзовидно переслаивающимися разнородными песками, значительно обогащенными галечным материалом и нередко значительно ожелезненными. Мощность этих отложений около 12 м.

На левом берегу р. Турухана, в 2,8 км выше устья р. Вымской, зырянские ледниковые отложения залегают с резким разрывом на казанцевских аллювиальных песках и супесях. Представлены ледниковые отложения валунно-галечным материалом. Вмещающей породой для них служит крупнозернистый песок с большим содержанием гравия. Гальки и валуны представлены диабазами, песчаниками, контактово-измененными породами, мелкой галькой кварца, алеволита, кремня, халцедона. Валуны достигают до 0,8—1,0 м в поперечнике. Характерно то, что в направлении вниз по разрезу галечно-валунного материала становится меньше. Мощность отложений резко изменчива; в среднем около 10 м.

На более пониженных участках рельефа к абсолютным отметкам 30—50 м приурочено распространение иной фациальной разности зырянских ледниковых отложений. Это легкий темно-серый суглинок, среднекомковатый; в нем встречается гравий, галька и редко валуны. В петрографическом отношении резко преобладают диабазы, туфогенные породы, изредка встречается жильный кальцит, кремнь, кварц, песчаники. Эта толща зырянской морены от более древних морен отличается меньшей степенью выветрелости, меньшим ожелезнением, более мелкой комковатостью, большими коэффициентами разрыхления и пористости, более однородным петрографическим составом материала. Характерным для зырянских ледниковых отложений в бассейне Турухана является присутствие валунов нижнекембрийских конгломератов, состоящих в основном из желтых, серых и розовых песчаников, широко распространенных в районе Игарки. Это может служить основанием для более точного выявления области сноса материала в это время. В низовьях Енисея, в бассейнах рек Фокиной, Дудинки, Косой и др. С. А. Архипов отмечает большую фациальную изменчивость зырянских отложений, их тесную связь с осадками водного режима. Для этих районов он описывает случаи постепенного перехода зырянских осадков в казанцевские и наличие в первых остатков морской фауны *Astarte? sp. indet.*, *Mya sp. indet.*, *Saxicava arctica* L. (определения С. Л. Троицкого). На основании всего вышеизложенного С. А. Архипов допускает на севере существование гляциально-морских условий в это время.

Южнее границы зырянского оледенения в пределах Енисейской депрессии распространен перигляциальный комплекс отложений, слагающий плоскую, сильно заболоченную равнину с абсолютными высотами 40—45 м.

Во время активного продвижения по Енисей-Турухан-Тазовскому междуречью зырянский ледник спустился в Енисейскую депрессию; в долине Енисея в это время отлагались озерно-аллювиальные осадки подпружен-

ного водоема. Они частично выполняют предзырянский енисейский врез и, не выходя за пределы долины, залегают на отметках от 10—15 до 30 м относительной высоты. У края ледника это 10—12-метровая толща серовато-синих жирных, горизонтально слоистых глин (правобережные яры Енисея против протоки Б. Шар). К югу эти осадки опесчаниваются и выклиниваются где-то на широте р. Пакулихи. Любопытно отметить минералогические отличия пород подпруженного водоема от синхронных гляциальных образований. Они содержат значительно меньше пироксенов и более богатый комплекс минералов, а также многочисленные растительные остатки.

Основная масса отложений перигляциальной зоны относится к периоду начала распада зырянского ледника. Именно этими осадками и сложена отмеченная плоская озерная равнина на левобережье Енисея. В это время в пределах Енисейской депрессии в результате таяния льдов и прогрессивно усиливавшегося притока енисейских вод с юга образовался внушительных размеров водоем (Архипов, Лаврушин, 1957, и 2). Отложения последнего в бассейне р. Н. Баихи представлены 8—10-метровой пачкой горизонтально слоистых песков, глин и суглинков с растительным детритом.

В песках в нескольких местах была встречена пресноводная фауна: *Guraulus* sp., *Valvata piscinalis* Müll., *Sphaerium scaldianum* Normann, *Pisidium amnicum* Müll. (определения И. В. Даниловского).

Спорово-пыльцевые анализы, проведенные Е. В. Кореневой, показали, что в период формирования перигляциальных отложений господствовали безлесные ландшафты с участием в растительном покрове *Betula nana* L., полыней, злаков, лебедовых и разнотравья с незначительным участием споровых растений. В глинах и в подстилающем их горизонте содержится значительное количество пыльцы и спор четвертичного возраста (фиг. 11).

Среди общего состава спорово-пыльцевых спектров во всех исследованных образцах доминирует пыльца кустарников, кустарничков и травянистых растений. Она составляет от 49 до 92%, причем наибольшее количество пыльцы этих пород содержится в нижних горизонтах. Пыльца древесных пород имеет подчиненное значение и представлена главным образом древесными видами берез и ольхой. Пыльца хвойных присутствует в количестве не более 2—8%; это говорит о том, что граница распространения этих пород была далеко от места накопления осадков.

Почти во всех образцах заметную роль в спорово-пыльцевых спектрах играет пыльца ерника, по-видимому *Betula nana* L., достигающая 20—30% от суммы всех сосчитанных зерен.

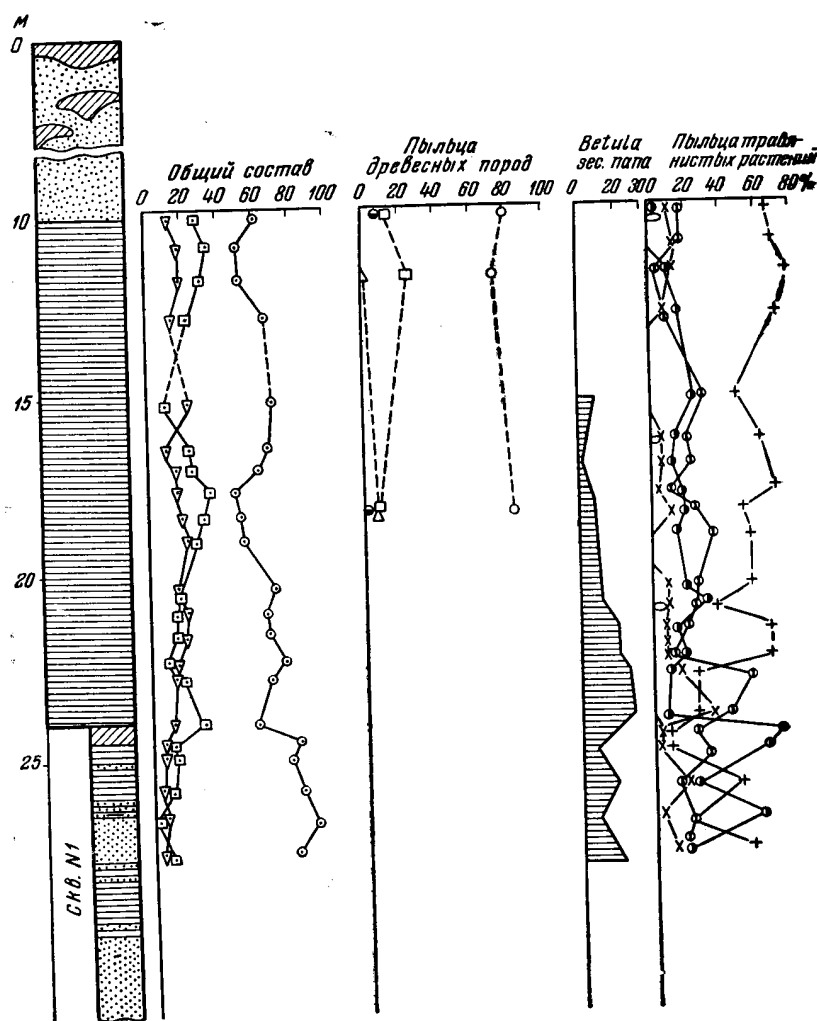
Основное значение в спорово-пыльцевых спектрах этой толщи имеет пыльца травянистых растений. Среди них почти во всех образцах доминирует пыльца *Artemisia*, достигающая 78%. В меньшем количестве, но систематически, отмечается пыльца семейства Chenopodiaceae, а также семейства Gramineae, содержание последней в образцах из нижних горизонтов достигает 60—70%. Кроме того, во всех образцах отмечается пыльца разнотравья из таких семейств, как Caryophyllaceae, Compositae, Polemoniaceae, Labiatae, Droseraceae, Leguminosae, Cruciferae, Ranunculaceae, Polygonaceae, Rosaceae, Plumbaginaceae и др. Споры играют небольшую роль в спорово-пыльцевых спектрах и представлены единичными зёрнами папоротников, зеленых мхов, плаунов и плауника *Selaginella selaginoides* L.

Близкие к описанным выше спорово-пыльцевые спектры имеют образцы из толщи отложений озерно-аллювиальной равнины, левый берег р. Нижней Баихи, в 9 км выше ручья Позвоночного (фиг. 12).

Среди общего состава спорово-пыльцевых спектров всех исследован-

ных образцов доминирует пыльца растений, характеризующих открытые ландшафты.

В группе пыльцы древесных пород преобладают хвойные — ель и сосна и в меньшей степени береза и ольха. Незначительное процентное содержание пыльцы древесных пород свидетельствует о ее заносном



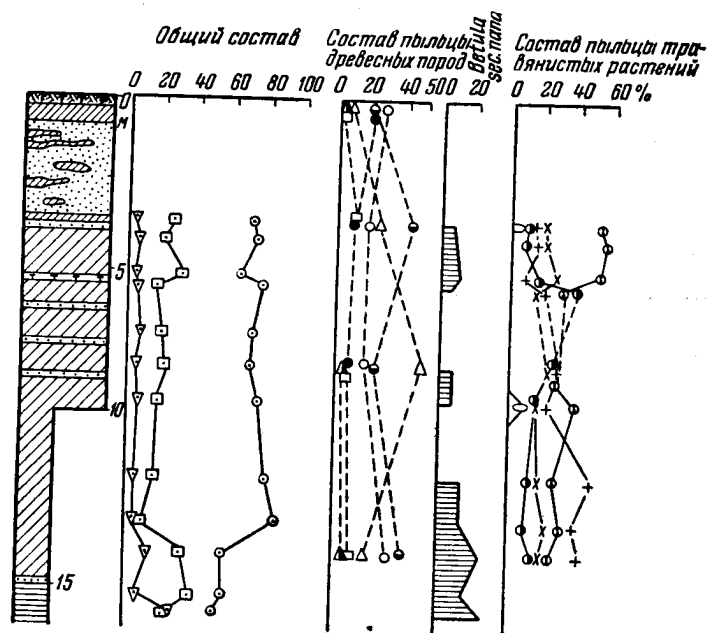
Фиг. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма перигляциальных отложений зырянского оледенения (Селиванихинский яр).

Условные обозначения см. фиг. 3.

происхождении (Заклинская и Гричук, 1948). Пыльца кустарниковой березы составляет 8—25%.

Основное значение в спорово-пыльцевых спектрах, как и в приведенной выше диаграмме, имеет пыльца травянистых растений. Среди них пыльца полыней, лебедовых и злаков отмечена во всех образцах в количестве 10—20%, а в нижних горизонтах пыльца полыней составляет около 40%. Пыльца разнотравья играет здесь большую роль, чем в предыдущем обнажении, и доминирует в большинстве образцов.

Описанные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о развитии в районе во время зырянского оледенения на севере весьма своеобразных безлесных ландшафтов с обилием в растительном покрове *Artemisia*, *Cheporodiaceae* и *Gramineae* и кустарниковых берез, не имеющих аналогов в современной растительности, но весьма распространенных в перигляциальных областях в течение четвертичного периода (В. П. Гричук и М. П. Гричук, 1950; Городков, 1948; Гричук и Федорова, 1956; Марков, 1956₁ и ₂).



Фиг. 12. Спорово-пыльцевая диаграмма перигляциальных отложений зырянского оледенения (левый берег р. Н. Баихи, в районе устья р. Позвоночного).

Условные обозначения см. фиг. 3.

Синхронными вышеописанным отложениям являются осадки, выполняющие долины стока талых ледников зырянского оледенения в Енисейскую депрессию. Так, на оз. Мамонтовом, которое лежит в подобной долине стока, перегляциальные отложения представлены суглинком со льдом. Суглинок темно-серый, несколько голубоватый, переполняет лед. Во льду содержатся крупные валуны и гальки. Галька довольно хорошо окатана. Непосредственно во льду видна крупная косая полосчатость, отмечается падение косых серий в направлении на северо-запад под углом 40—45°. Наблюдаемая мощность отложений около 9—12 м (см. фиг. 8).

Необходимо также отметить, что долины рек Перовая, Маковская, Вымская, низовья В. Баихи и Турухана являлись прежде долинами стока талых ледниковых вод, которые унаследовала современная гидрографическая сеть. В долине р. Турухана выше пос. Янов Стан перегляциальные отложения представлены бурым тонкозернистым песком с прослоями и линзами серого суглинка; последний легкий, слюдистый; линзы и прослои в слое расположены обычно горизонтально. Такой характер отложения имеют и во многих других долинах. Нередко они поднимаются довольно высоко по склонам. Все это, по-видимому, свидетельствует о том, что аккумуляция осадков происходила в условиях подпора талых

ледниковых вод зырянским приледниковым водоемом в области Енисейской депрессии.

Интересно отметить, что к этим отложениям приурочены в основном находки остатков *Elephas primegenius* Blum.

Поздне-последледниковый горизонт (Q_2^{3k+sr})

Поздне-последледниковый горизонт, по мнению С. А. Архипова, включает отложения II надпойменной (каргинской) и I надпойменной (сарганской) террас Енисея, а также синхронные им осадки в долинах его притоков. Отложения II надпойменной террасы Енисея между устьями рек Бахта и Турухан вытянуты на 5—10 км полосами по обоим берегам Енисея. Они вложены в толщу осадков III надпойменной террасы и вдоль правого берега залегают на размытой поверхности гляциально-морского тазовско-санчуговского горизонта на отметках 33—36 м.

На левобережье Енисея и у края зырянского ледника в цоколе террасы вскрываются синхронные этому оледенению осадки подпруженного водоема.

Поверхность II надпойменной террасы морфологически и гипсометрически почти неотделима от уровня зырянской перигляциальной равнины. В силу этих причин подразделить эти два несомненно разновозрастных комплекса удастся лишь на основании литолого-фациальных и палеоботанических данных.

Толща отложений второй надпойменной террасы мощностью 15—25 м обладает всеми характерными признаками, присущими аллювиальным свитам. В основании аллювия террасы залегает базальный горизонт, выше выделяется 10—20-метровая пачка песков русловой фации, к верхам которой приурочены линзы старичных серовато-бежевых суглинков и глин с растительным детритом. Пески серовато-желтого и желтого цвета, мелкозернистые, хорошо отсортированные, кварцево-полсвошпатовые, слюдястые, со значительным содержанием эпидота и роговой обманки и единичными зернами граната, турмалина, рутила, ставролита и циркона. Отложения обладают разнообразной слоистостью. С поверхности терраса прикрыта пойменными фациями, представленными пылевыми песчаными супесями и макропористыми комковатыми суглинками мощностью от 0,5 до 3,4 м.

Возрастные различия между рассматриваемыми отложениями помогают установить спорово-пыльцевые анализы. Так спорово-пыльцевые спектры, характеризующие открытые ландшафты зырянского времени, сменяются в период формирования второй надпойменной террасы значительно разреженными лесными ассоциациями.

Примером может служить спорово-пыльцевая диаграмма отложений II надпойменной террасы по левому берегу р. Фарковки, в 200 м выше устья (фиг. 13).

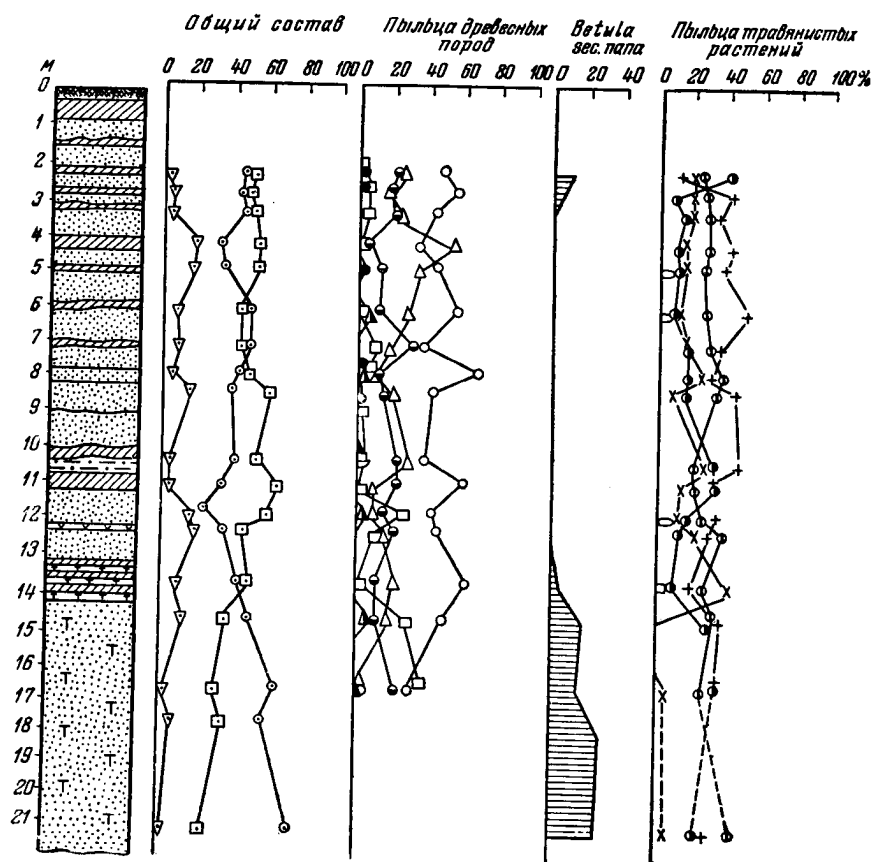
В нижней части разреза (в образцах из песчаной толщи) среди общего состава спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца растений, характеризующих открытые ландшафты. Эта толща, по-видимому, синхронна времени зырянского оледенения.

В более верхних горизонтах разреза содержание пыльцы древесных пород несколько возрастает (до 50—65%) от суммы всех зерен пыльцы и спор.

Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца древесных видов берез, а в верхних горизонтах — ели. Кроме того, значительное участие принимает пыльца *Pinus sibirica* Mayr.

Пыльца *Betula nana* L. отмечается в значительном количестве в образцах из нижних горизонтов разреза.

Пыльца травянистых растений принимает значительное участие в спорово-пыльцевых спектрах, лишь немного уступая содержанию пыльцы древесных пород. Среди трав в большинстве образцов преобладает пыльца *Artemisia*. Существенную роль играет пыльца семейства Gramineae и Chenopodiaceae, а также разнотравья. В небольшом количестве в ряде образцов присутствует пыльца осок.



Фиг. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений поздне-последнего ледникового горизонта (ст. Фарково).

Условные обозначения см. фиг. 3.

Споры не играют существенной роли в спорово-пыльцевых спектрах. Спорово-пыльцевые спектры, приведенные в диаграмме Фарковского разреза, по-видимому, отражают последние стадии зырянского оледенения, когда ледник уже значительно отступил и древесная растительность начала заселять безлесные ранее пространства. Обилие пыльцы травянистых растений свидетельствует о том, что местность в продолжение всего периода накопления изученной толщи была сравнительно мало облесена, а на открытых пространствах развивались своеобразные ассоциации с обилием полыней и лебедовых с богатым разнотравным комплексом.

Севернее пос. Туруханска отложения II надпойменной террасы развиты узко локально. Вместе с тем в низовьях Енисея постепенно возрастает мощность аллювиальной толщи. В разрезах наблюдается тонкое горизонтальное переслаивание песков, хорошо отмученных супесей, су-

глинков и глин, напоминающих осадки слабопроточных водоемов. Возможно, что эти данные действительно свидетельствуют о более высоком стоянии каргинского моря по сравнению с современным (Сакс, 1948, 1951, 1953 и т. д.).

К отложениям II террасы приурочены находки *Elephas primigenius* Blum., *Rangifer tarandus* L., *Ovibos* sp., *Equus* sp. (Сакс, 1953). Это дает основание сопоставлять ее с одноименной террасой района Красноярск, с известной стоянкой Афантавой горы. В этой связи необходимо отметить приуроченность мамонтового фаунистического комплекса ко вторым надпойменным террасам на многих реках Сибири — Ангаре, Вилюе, Лене и др. (Равский, Алексеев, 1956). В долине р. Елогуя синхронна этим отложениям 12—15-метровая, на р. Фатянихе — 18—20-метровая, на р. Нижней Тунгуске — 35—45-метровая терраса. К отложениям последней, по данным Д. К. Зегебарта, приурочен таежный комплекс растительности. Иной точки зрения на строение и возраст II надпойменной террасы придерживается Ю. А. Лаврушин. По его мнению, описанные выше отложения перигляциальной равнины — сизые, ленточноподобные суглинки и толща песков — являются одновозрастными фациями одной и той же толщи аллювия. Сизые суглинки — это старичная фация, мощность которой значительно увеличивается по мере приближения к границе оледенения, что вполне естественно в связи с подпором енисейских вод ледником. Песчаная толща — русловая фация, а толща переслаивания песков и суглинков — пойменная фация аллювия. Рассматриваемые суглинки и супеси, венчающие разрез террасы (старичная фация, по С. А. Архипову), являются более поздними образованиями вторичных водоемов на поверхности озерно-аллювиальной равнины. Таким образом, Ю. А. Лаврушин считает, что II надпойменная терраса Енисея и перигляциальная озерно-аллювиальная равнина — это одно и то же, связанные друг с другом фациальными переходами. Возраст озерно-аллювиальной равнины, или, иными словами, II надпойменной террасы Енисея, — зырянский и сформировалась она в физико-географических условиях перигляциальной зоны.

Некоторое улучшение климатических условий, выразившихся в увеличении процентного содержания древесной пыльцы, намечается на заключительных этапах формирования данной толщи (см. фиг. 12). Поскольку конус выноса р. Нижней Тунгуски на уровне 30—45-метровой террасы залегает с размытом на сизых суглинках II надпойменной террасы Енисея в районе пос. Селиваниха, против устья р. Турухана, Ю. А. Лаврушин считает ее более молодым образованием, несмотря на то, что в аллювии ее в районе пос. Туруханск найдены остатки *Elephas primigenius* Blum.

Первая надпойменная терраса Енисея пользуется незначительным распространением на исследованном отрезке долины. На левобережье Енисея в районе пос. Курейки она протягивается полосой 3—5 км, а по правому берегу развита отдельными участками. Относительная высота террасы около 16—22 м. В основании разреза залегают крупнозернистые пески с прослоями галечников и гравия мощностью 0,5—3 м. Перекрыты они толщей желтовато-серых косо- и горизонтальнослоистых песков. Венчается разрез песчаными супесями мощностью до 1,5 м.

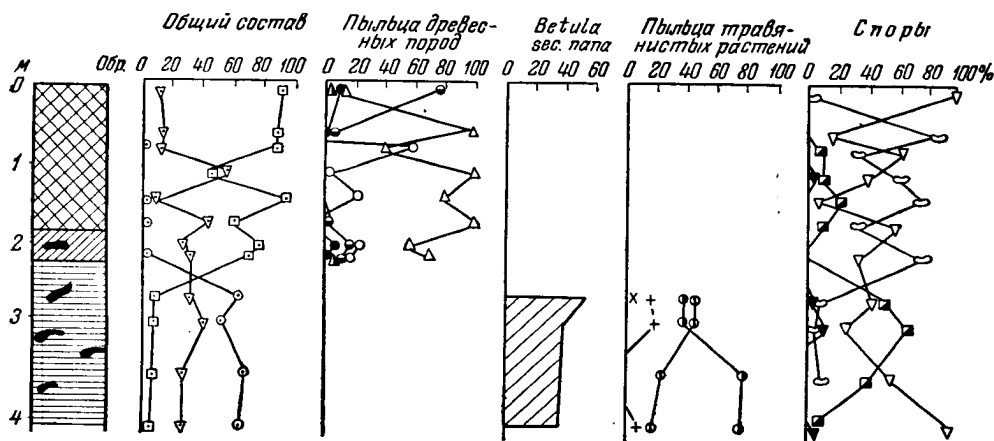
Вдоль правого берега Енисея и в непосредственной близости от Средне-Сибирского плоскогорья мощность аллювиальной свиты сокращается; терраса становится эрозионно-аккумулятивной. В долинах притоков Енисея синхронными осадками являются отложения I надпойменных террас.

Спорово-пыльцевые анализы, проведенные Е. В. Кореновой из отложений I надпойменной террасы у пос. Туруханск и Курейка, свидетель-

ствуют о развитии в это время лесотундровой и тундровой растительности. Поэтому время формирования этой террасы, по-видимому, соответствует сартанской стадии зырянского оледенения в горах Путорана.

ГОЛОЦЕН Q_3

Голоценовые отложения объединяют различные генетические типы. Сюда относятся аллювиальные, делювиальные, озерные, элювиальные и солифлюкционные отложения.



Фиг. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений (торфяник в Большой тундре).

Условные обозначения см. фиг. 3.

К аллювиальным отнесены осадки поймы Енисея и его притоков, уже подробно нами описанные (Алешинская, Архипов, Лаврушин, 1956; Архипов, Лаврушин, 1957).

Озерно-болотные отложения имеют широкое распространение на междуречных пространствах и на поверхностях террас. Представлены они обычно иловатыми супесчано-суглинистыми образованиями и торфяниками. По мнению Е. В. Кореневой, начало развития и интенсивный рост торфяников происходит в послесартанское время. Начало этой эпохи характеризуется вытеснением разреженно-лесных, лесотундровых формаций типично лесными и их значительным продвижением к северу в зону современной тундры. Исследования торфяников намечают существование климатического оптимума с преобладанием темнохвойной тайги и современного похолодания климата.

Для иллюстрации приведем два разреза голоценовых отложений, охарактеризованных спорово-пыльцевыми диаграммами: Разрез I. Левый берег р. Енисея, Большая тундра. Торфяной бугор (фиг. 14). В расчистке сверху вниз обнажаются:

	Мощность, м
1. Торф мерзлый	0,00 — 1,90
2. Суглинок бурый со значительным количеством растительных остатков, с линзами льда	1,90 — 2,30
3. Глина песчаная зеленовато-серая с большим количеством линз и прослоев льда	2,30 — 4,30

В нижней части разреза, в глинистой толще в спорово-пыльцевых спектрах доминируют пыльца и споры, характеризующие открытые, безлес-

ные пространства. Содержание пыльцы древесных пород не превышает 8%. Преобладает пыльца карликовой березы. Среди пыльцы травянистых растений преобладают злаки и разнотравье. В группе спор преобладают зеленые мхи и арктические виды плаунов (*Lycopodium alpinum* L. и *L. pungens* La Pyl).

Спорово-пыльцевые спектры образцов из суглинистого прослая и торфа резко отличаются от спектров нижележащей толщи. Здесь среди общего состава доминирует пыльца древесных пород. Споры принимают значительное участие. Содержание пыльцы травянистых растений ничтожно.

Таким образом, по данной спорово-пыльцевой диаграмме выделяется два крупных этапа в истории развития растительности: безлесный (условно тундровый) и лесной. Глинистые осадки, содержащие спорово-пыльцевые спектры, характеризующие открытые ландшафты, по-видимому, древнее вышележащих суглинков и торфа и являются осадками эпохи сартанского оледенения.

Среди пыльцы древесных пород в отложениях голоцена преобладает пыльца ели. В некоторых образцах значительно содержание березы. В поверхностных образцах доминирует пыльца *Pinus sibirica* Mayr. В группе спор преобладают зеленые мхи, папоротники и лесные виды плаунов (*Lycopodium clavatum* L. и *L. annotinum* L.).

По спорово-пыльцевым спектрам можно выделить три этапа в развитии растительности, которые хорошо выражены во всех исследованных нами разрезах из этого района.

1) Нижний горизонт — 2,30—1,20 м — еловая темнохвойная тайга с небольшим участием сибирского кедра и пихты, с примесью мелколиственных пород (береза);

2) 1,20—0,90 м — березовые леса с примесью ели;

3) 0,90—0,00 м — темнохвойная тайга с преобладанием ели в нижней части и кедра сибирского в верхней.

Второй приводимый нами разрез голоценового торфяника находится значительно севернее, на правом берегу Енисея, в 5 км ниже пос. Никольского, в зоне современной лиственничной лесотундры. В обрыве к Енисею на отложениях зырянского оледенения вскрывается толща плохо разложившегося торфа мощностью 2,55 м, перекрытая гиттией мощностью 0,42 м и супесью — 0,90 м. Почвенно-растительный горизонт имеет мощность 0,20 м (фиг. 15).

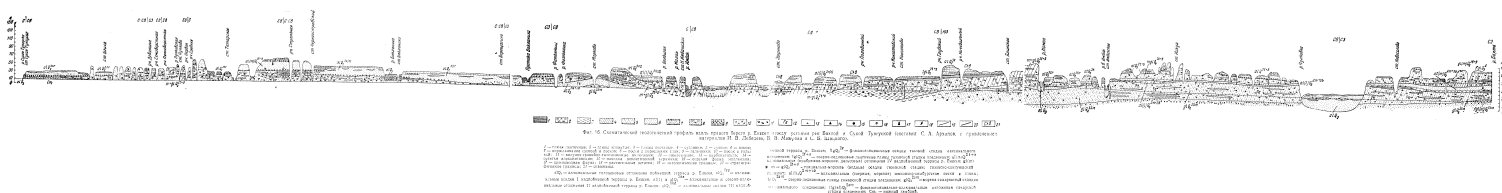
В большинстве образцов наблюдаются лесные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы древесных пород. Увеличение пыльцы травянистых растений в средней части разреза происходит за счет осок. Лишь верхний из исследованных образцов имеет спектр лесотундрового типа.

В группе пыльцы древесных пород наибольшие колебания испытывают кривые ели и березы. За время накопления осадков данной толщи существовали смешанные леса с участием ели, сосны и лиственницы с большей или меньшей примесью березы. По временам ель почти исчезала из растительного покрова и главенствующую роль занимала береза.

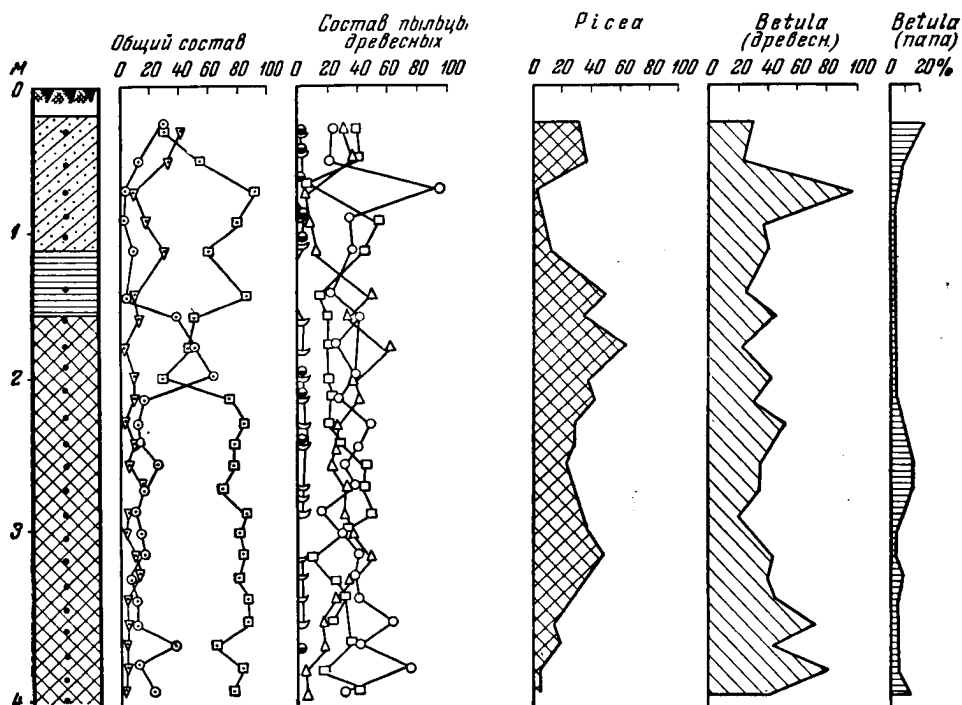
Высокое содержание во всех образцах ольхи свидетельствует о том, что вокруг озера, в котором происходило накопление осадков, существовали заросли ольшанников.

Карликовая береза *Betula nana* L. присутствует почти во всех образцах, но содержание ее меняется по разрезу. На глубине от 2,20 до 1,10 м ее содержание всего 2%. В составе пыльцы древесных пород в это время наблюдается максимум ели — до 65%. Этот период, по-видимому, соответствует фазе климатического оптимума.

В верхних образцах наблюдается увеличение пыльцы *Betula nana* L.



до 20%. Происходит значительное сокращение пыли древесных пород. Возрастает участие *Equisetaceae* и разнотравья. Спорово-пыльцевые спектры отражают условия лесотундры, существующей в этом районе в настоящее время. Все это свидетельствует о продвижении леса в голоцене значительно дальше на север от современной его границы.



Фиг. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений (торфяник у ст. Никольское).

Условные обозначения см. Фиг. 3.

Делювиальные, элювиальные, солифлюкционные и гравитационные отложения имеют небольшую мощность, но довольно широкое распространение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В первом приближении схема истории рассматриваемой территории за четвертичный период может быть представлена в следующем виде.

В конце третичного периода на границе с антропогенем в рассматриваемом районе произошли интенсивные тектонические движения, которые одновременно с эрозийной деятельностью Енисея повлекли за собой формирование Енисейского грабена в одноименной депрессии. На протяжении эоплейстоцена в грабене формируются аллювиальные осадки, ко времени аккумуляции которых приурочены крупные изменения физико-географического и тектонического порядка.

Из осадков нижнего нерасчлененного яруса плейстоцена обращает на себя внимание толща мореноподобных отложений среди несомненно водных осадков. В настоящее время аналогичные мореноподобные прослои обнаружены в Самбургской, Ныдинской, Елогуйской скважинах. Условно эти породы отнесены к древнему оледенению. Но одновременно необходимо отметить, что большинство указанных скважин пробурено

Схема 1

**Стратиграфическая схема четвертичных отложений для бассейна
среднего и нижнего течения р. Енисея**
Составил С. А. Архипов, 1957 г.

Система Период	Отдел Эпоха	Ярус Век	Горизонт Время	Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности в бассейне среднего и нижнего течения р. Енисея	Западная окраина Средне-Сибирского плоскогорья в пределах Енисейско-Нижне-Тунгусско-Бахтинского междуречья
Четвертичный (Антропоген)	Голоцен Q ₃			Осадки пойменных террас. Водораздельные торфяники. Курумники кары и снежники	
		Верхний Q ₂ ³	Поздне-последниковый Q ₂ ^{3K+Sr}	Начало формирования водораздельных торфяников Осадки I надпойменных террас р. Енисея	Сартанское оледенение в горах Путорана р. Н. Тунгуски
	Осадки II надпойменных террас р. Енисея		р. Н. Тунгуски		
	Зырянский Q ₂ ^{3z}		Перигляциальные осадки с пресноводной фауной (р. Н. Баиха)	Флювиогляциально-гляциальные отложения	
	Казанцевский Q ₂ ^{3Kz}	Эстуарные и морские отложения с бореальной фауной. В долине Енисея аллювий III надпойменной террасы	60 — 80 (100) м терраса Н. Тунгуски, перекрытая зырянской мореной		
	Средний Q ₂ ²	Тазовско-санчуговский Q ₂ ^{2t-s}	Прибрежно-морские отложения с арктической, арктобореальной и бореальной фауной (р. Турухан, р. Енисей). В долине Енисея аллювий IV надпойменной террасы Гляциально-морские отложения с высокоарктической фауной	Флювиогляциальные террасы правобережных притоков Енисея	
		Мессовско-самбургский Q ₂ ^{2m+sb}	В долине Енисея аллювиально-озерные осадки, замещающиеся к северу морскими отложениями с бореальной и аркто-бореальной фауной	Нерасчлененная толща моренных валунных суглинков и супесей	
		Самаровский Q ₂ ^{2sm}	Гляциальные и флювиогляциальные отложения		
		Туруханский Q ₂ ^{2tr}	Аллювиальные, озерные и прибрежно-морские (?) отложения с обломками фауны		
	Нижний, нерасчлененный Q ₂ ¹		Озерные, лагунные и предположительно морские отложения. В верхней части разреза с мореноподобными прослоями	Аллювиальные, озерно-аллювиальные, лагунные отложения	
Эоплейстоцен Q ₁			Преимущественно аллювиальные грубо-обломочные отложения		

в области глубоких эрозионных депрессий и это не исключает того, что указанные отложения могут быть отнесены к аллювию. Не отмечается резкого похолодания для этого времени и по данным спорово-пыльцевого анализа. Так, для Приобской части Западной Сибири в северных районах в досамаровское время господствовали кедрово-березовые леса, свидетельствующие об умеренно-холодном климате, но не ледниковом (Марков, 1956).

Результаты изучения фауны млекопитающих значительной части Сибирской платформы (устное сообщение Э. А. Вангенгейм) также не указывают на какие-либо следы оледенения. На основании изложенного появляется некоторая целесообразность объединения эоплейстоценовых и нижнеплейстоценовых отложений в одну эпоху (или век), непосредственно предшествующую обширному максимальному оледенению.

К нижнему плейстоцену и туруханскому времени среднего плейстоцена относятся следы трансгрессии, непосредственно предшествовавшей максимальному самаровскому оледенению.

Обширное максимальное оледенение перекрывало весь район исследований. Наблюдаются две морены этого оледенения — самаровская и тазовская, разделенные толщей озерно-ледниковых и флювио-гляциально-аллювиальных отложений. Наличие в межморенных отложениях «холодных» спорово-пыльцевых спектров не позволяет говорить в настоящее время о межледниковье. Этому же не противоречат данные С. Б. Шацкого (1956) для других районов Западной Сибири.

Тазовская стадия оледенения развивалась синхронно с трансгрессией моря.

Верхний плейстоцен начинается межледниковым казанцевским веком, сменившимся новым зырянским оледенением. Не исключается возможность существования в это время гляциально-морских условий в северной части Западной Сибири.

Изучение геологических разрезов по буровым данным показывает, что долина Приенисея на исследованном участке заложилась в конце третичного или на границе третичного и четвертичного периодов. Геологические данные позволяют также, по мнению Ю. А. Лаврушина, допустить, что долина р. Турухана в исследованном районе заложилась в конце казанцевского времени. Начиная с конца среднего плейстоцена, и в голоцене происходит формирование современной долины Енисея с образованием террас (схема 1).

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З. В., Архипов С. А. и Лаврушин Ю. А. Некоторые геолого-геоморфологические данные по пойменной террасе реки Енисея между устьями рек Бахта — Турухан. Рукопись, 1958.
- Архипов С. А. и Лаврушин Ю. А. 1. К вопросу о стоке Енисея в период максимального и зырянского оледенений. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1957, № 6.
- Архипов С. А. и Лаврушин Ю. А. 2. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта — Турухан. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., 1957.
- Архипов С. А., Зубаков В. А. и Лаврушин Ю. А. О ледникововодных отложениях в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Доклады Акад. наук СССР, 1957, 112, № 1.
- Гричук В. П. и Гричук М. П. К вопросу о характеристике приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики. Вопросы географии, 1950, сб. 23.
- Гричук В. П. и Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географиз, 1948.
- Гричук В. П. и Федорова Р. В. К вопросу о характеристике приледниковой растительности четвертичного периода на севере Азиатского материка. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., 1956, № 2.
- Городков Б. Н. Приледниковые ландшафты плейстоцена на севере Азии. Доклады Акад. наук СССР, 1948, 61, № 3.

- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1948, вып. 64, геол. сер. (№ 17).
- Громов В. И. Стратиграфическая граница третичного и антропогенного периодов. В кн.: Тезисы докладов Совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Баку, 1955.
- Зубаков В. А. К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения р. Енисея. Мат. по четверт. геол. и геоморф. СССР, 1956, вып. 1.
- Казанский Ю. П. Геология мезо-кайнозойских отложений северо-восточной части Чулымо-Енисейской впадины. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степени кандид. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1952.
- Лопатин И. А. Об изборозженных и шлифованных льдами валунах и утесах. Зап. Русск. географ. общ., 1871, 4.
- Лопатин И. А. Дневник Туруханской экспедиции. Зап. Русск. географ. общ., 1897, 28, № 2.
- Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири, ч. I, вып. 2, отд. 2. СПб., 1861.
- Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., 1955.
- Марков К. К. 1. К истории природы Западно-Сибирской низменности в четвертичном периоде. Сб. работ, посвященный академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М.—Л., изд. Акад. наук СССР, 1956.
- Марков К. К. 2. Физико-географические условия перигляциальной области по палеоботаническим данным. *Biuletyn Peryglacialny*, 1956, N 3.
- Мирчинк Г. Ф. и Громов В. И. Геологические наблюдения над террасами Енисея и Ангара. Сибиреведение, 1930, № 5—6.
- Обручев В. А. Оледенение Северной Азии. Природа, 1930, № 5.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в северной и центральной Азии. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, 1931, № 3.
- Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Вопросы географии, 1949, сб. 12.
- Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Секция стратиграфии четверт. отложений. Л., 1956.
- Третьяков П. И. Туруханский край. Зап. Русск. географ. общ. по общ. географ., 1869, 2.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Арктическ. науч.-исслед. инст., 1948, вып. 201.
- Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии. Тр. Научн.-исслед. инст. геол. Арктики, 1951, 14.
- Сакс В. Н. Четвертичн. период в Советской Арктике. Тр. Научн.-исслед. инст. геол. Арктики, 1953, 77.
- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Томск. гос. унив., 1956, 133, вып. 1.
- Шацкий С. Б. и др. Геологическое строение листа Q-44 и северной части листа P-44 1956 г. (рукопись).
- Шмидт Ф. Б. 1. Краткое известие о поездке на север России для исследований найденного там мамонта. Зап. Акад. наук, 1867, 9, кн. 1.
- Шмидт Ф. Б. 2. Об исследованиях в северной части Сибири. Зап. СПб. Мин. общ., 1867, 3, протокол.
- Эпштейн С. В. и др. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям долины среднего течения р. Енисея. 1955 г. (рукопись).

СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Громов. О схеме подразделений четвертичной системы на территории СССР и за рубежом	3
А. И. Москвитин. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири	11
Э. И. Равский. К стратиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений юга и востока Сибирской платформы	37
Э. А. Вангенгейм. Фауна четвертичных млекопитающих юго-востока Сибирской платформы	96
В. В. Попов. Стратиграфия антропогена Тянь-Шаня	116
Е. В. Щукина. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая	127
Л. Д. Шорыгина. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы	165
К. В. Никифорова, В. Г. Гербова, Н. А. Константинова. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Центрального Казахстана и сопоставление их с таковыми Урала, Тургая, Северного Приаралья и юга Западно-Сибирской низменности	204
С. А. Архипов, Е. В. Коренева и Ю. А. Лаврушин. Стратиграфия четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахта и Турухан	248

**Стратиграфия четвертичных (антропогенных)
отложений Азиатской части СССР
и их сопоставление с Европейскими**

Труды Геологического института

Выпуск 26

Утверждено к печати

Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *А. И. Имишенецкий*.

Технический редактор *И. Ф. Кузьмин*

РИСО АН СССР № 14-22В. Сдано в набор 6/V 1959 г.

Подписано к печати 18/XI 1959 г. Формат 70×108^{1/16}.

Печ. л. 17³/₄ + 13 вкл. Усл. печ. л. 24,31 + 13 вкл. Уч.-издат, 28,85 л.

Тираж 1500 экз. Т-10099. Изд. № 3449. Тип. зак. № 3512

Цена 20 руб.

Издательство Академии наук СССР.

Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография Издательства АН СССР

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

Имеются в продаже следующие книги по геологии:

БОТВИНКИНА Л. Н. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. 1956. 367 стр., 106 вкл. 23 р. 40 к.

Вопросы микропалеонтологии. Вып. 1. 1956. 88 стр. 5 р. 15 к.

КЛЕНОВА М. В., СОЛОВЬЕВ В. Ф. и др. Современные осадки Каспийского моря. 1956. 303 стр. 18 р. 80 к.

Очерки по геологии Сибири. Вып. 17. В. И. Лучицкий. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон. К. А. Шахварстов. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. 1954. 70 стр. 4 р. 90 к.

Очерки по истории геологических знаний:

Вып. 3. 1955. 216 стр. 10 р.

Вып. 4. 1955. 244 стр. 10 р. 40 к.

Вып. 5. 1956. 318 стр. 15 р. 25 к.

Вып. 6. 1958. 238 стр. 11 р. 40 к.

Вып. 7. 1958. 228 стр. 11 р. 30 к.

Региональная стратиграфия СССР. Том III. Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоанского краевого прогиба. 1958. 137 стр. 11 р. 75 к.

Тектоника СССР. Том IV. Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы Н. М. Чумаков. Стратиграфия и тектоническое строение юго-западного борта Вилуйской впадины. 1959. 462 стр. 29 р. 55 к.

ХВОРОВА И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. 1958. 170 стр. 34 вкл. 19 р. 65 к.

ЯБЛОКОВ С., БОГОЛЮБОВА Л. И. и др. Атлас микро-структур углей Донецкого бассейна. 1955. 144 стр. текста, 46 табл. 14 р. 40 к.

Труды Института геологических наук Академии наук СССР:

Вып. 151. **ЖЕМЧУЖНИКОВ Ю. А.** и др. Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. 1954. 296 стр. 19 р. 20 к.

Вып. 155. **СТРАХОВ Н. М.** и др. К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. 1955. 165 стр., 14 вкл. 11 р. 50 к.

Вып. 156. **БУШИНСКИЙ Г. И.** Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. 1954. 307 стр. 18 р. 50 к.

Вып. 160. **МАСЛОВ В. П.** Ископаемые известковые водоросли СССР. 1956. 302 стр., 48 вкл. 22 р. 40 к.

Вып. 164. **ШУЦКАЯ Е. Н.** Стратиграфия нижних горизонтов палеогена. В. П. Ренгартен. О некоторых меловых рудистах Закавказья. 1956. 142 стр., 13 вкл. 10 р. 20 к.

КНИГИ ПРОДАЮТСЯ В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

Для получения книг почтой
заказы направлять в контору «Академкнига»
Москва, К-12, Б. Черкасский пер., 2/10

или в ближайший магазин «Академкнига» по адресу

Москва, ул. Горького, 6; Москва, 1-й Академический проезд, 55/5;
Ленинград, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Белинского, 71-в;
Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Горяиновский пер., 4/6; Алма-Ата,
ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. Карла Маркса, 29; Баку, ул. Джа-
паридзе, 13.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
62	23 св.	метаморфозами	псевдоморфозами
63	12 св.	Q_3	O_3
64	{ 3 св. 13 св.	alQ_1^2 Q_3	alQ_2^2 O_3
74	17 и 18 св.	месторождений	местонахождений
153	18 св.	тайминский	майминский
184	2 св.	Хамар — Дабан	Хамар — Даба
191	27 св.	среднеплейстоценовых	междуморенных
196	10 св.	под урезом	над урезом
202	25 св.	среднеплейстоценовое	нижнеплейстоценовое

Исправления в таблицах

Табл. I. Стр. 224, 225.

1) Жирные линии со стр. 224 должны быть продолжены и на стр. 225;

2) Показана граница между нижним и средним понтом.

Этой границы не должно быть.

Схема № 1 (вклейка к стр. 240—241), в графе „предлагаемые стратиграфические подразделения“

1) Граница между эоплейстоценом и плейстоценом ошибочно проведена дважды: над и под минделем.

Границу надо проводить только над минделем.

2) Граница между антропогеном и неогеном проведена также дважды: над и под эоплейстоценом.

Границу следует проводить под нижним отделом эоплейстоцена

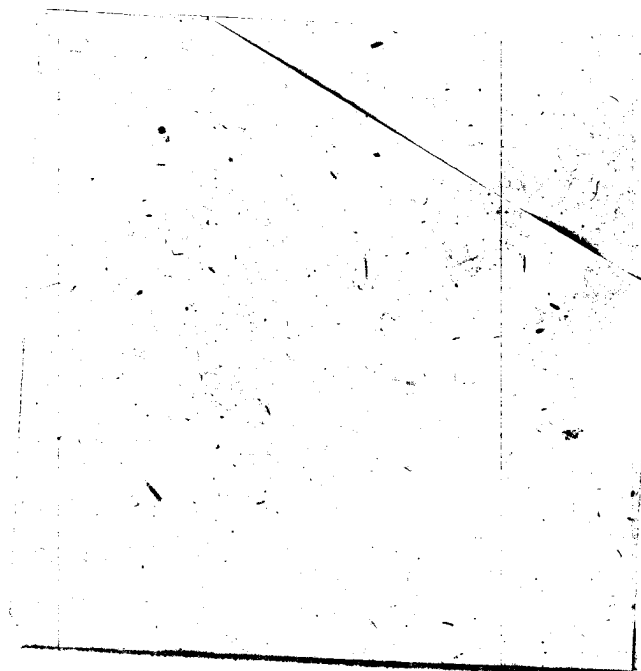
STAT

Page Denied

*Информационный
БЮЛЛЕТЕНЬ
Советской
Антарктической
экспедиции*



Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8



На обложке: *Незванные гости.*
Фото П. С. Воронова

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЛАВНОГО УПРАВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ
МИНИСТЕРСТВА МОРСКОГО ФЛОТА СССР

ИНФОРМАЦИОННЫЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

*СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ*

16

1960

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МОРСКОЙ ТРАНСПОРТ»
ЛЕНИНГРАД

Ответственный редактор *М. М. Сомов*

Редакционная коллегия:

*А. П. Андрияшев, В. Х. Буйницкий, П. С. Воронов, И. М. Долгин,
С. В. Калесник, Е. С. Короткевич, И. В. Максимов (зам. отв. редактора),
А. П. Никольский, М. Г. Равич, Г. М. Таубер,
А. Ф. Трешников (зам. отв. редактора), В. В. Фролов*

Ответственный секретарь *С. Б. Слевич*

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. Ф. Трешников.</i> Пятая антарктическая экспедиция	5
<i>Л. В. Климов, Д. С. Соловьев.</i> Корреляция геологических формаций побережья моря Росса и Берега Отса	7
<i>В. А. Бугаев, Е. И. Толстиков.</i> Основные черты рельефа Восточной Антарктиды	11
<i>В. Л. Лебедев.</i> Береговой сток в районе Мирного	16
<i>А. И. Фролов.</i> Опыт определения высот подледного рельефа Антарктиды по геофизическим данным	18
<i>Е. Е. Сыроечковский, С. А. Евтеев.</i> Палеогеографическое значение находок остатков морских животных на побережье Антарктиды	23

Хроника

Конференция по Антарктике	26
<i>М. М. Сомов.</i> Антарктический симпозиум в Буэнос-Айресе в 1959 г.	31
<i>П. Д. Астапенко.</i> Научная конференция по проблемам метеорологии Антарктики	32
По радио из Антарктики	34
<i>В. С. Игнатов.</i> На станции Восток	37

Заметки наблюдателя

<i>С. А. Евтеев.</i> Необыкновенный айсберг	39
---	----

Антарктика в зарубежной печати

<i>И. Д. Польская</i> экспедиция в Антарктику отложена	41
<i>С. С. Короткие</i> сообщения	41
Библиография	42

C O N T E N T S

<i>A. F. Treshnikov</i> . The Fifth Antarctic Expedition	5
<i>L. V. Klimov, D. S. Soloviyev</i> . Correlation of the Ross Sea and Oates Coast geological formations	7
<i>V. A. Bugaev, E. I. Tolstikov</i> . Main relief features of East Antarctica	11
<i>V. L. Lebedev</i> . Coastal drainage in the Mirnyy area	16
<i>A. I. Frolov</i> . Experiment of height determination of the under ice Antarctic relief on the basis of geophysical data	18
<i>E. E. Syroyechkovskiy, S. A. Evtseyev</i> . Paleogeographical value of the findings of sea animal remains on the Antarctic Coast	23

Chronicle

The Antarctic Conference	26
<i>M. M. Somov</i> . The Antarctic Symposium in Buenos-Aires, 1959	31
<i>P. D. Astapenko</i> . Scientific Conference on the problems of Antarctic meteorology	32
Radio messages from the Antarctic	34
<i>V. S. Ignatov</i> . At Vostok station	37

Observer's notes

<i>S. A. Evtseyev</i> . «Strange» iceberg	39
---	----

Antarctic in the foreign press

<i>I. D.</i> The Polish Antarctic Expedition postponed	41
<i>S. S.</i> Short reports	41
Bibliography	42

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 16, 1960**

*Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт*

*А. Ф. ТРЕШНИКОВ,
кандидат географических
наук*

Пятая антарктическая экспедиция

12 ноября 1959 г. из Ленинграда к берегам Антарктиды вышел в пятый рейс дизель-электроход «Обь», а через две недели, 25 ноября, — теплоход «Кооперация». Начальником Пятой континентальной экспедиции является кандидат географических наук Евгений Сергеевич Короткевич. Он был начальником геолого-географического отряда Первой континентальной экспедиции. В составе Пятой экспедиции много бывалых полярников, уже работавших в Антарктиде в прежних советских экспедициях. Пятая экспедиция будет продолжать исследования Советского Союза в Антарктике, проведенные предыдущими четырьмя экспедициями.

За истекшие 4 года были созданы южнополярная обсерватория Мирный, являющаяся основной базой исследовательских работ, две прибрежные, пять внутриконтинентальных и одна кратковременная станция в самом сердце Антарктиды — в районе Полюса относительной недоступности. На большинстве этих станций выполнены наблюдения продолжительностью более года. В Мирном непрерывные наблюдения ведутся уже 4 года, на станции Восток, расположенной на южном геомагнитном полюсе, — 2 года, на станции Лазарев — 1 год; на станции Пионерской проведен почти трехлетний цикл наблюдений, на станции Оазис — полный двухлетний и на станции Советской — годовой.

Кроме стационарных наблюдений, значительные материалы были получены многочисленными полевыми партиями. Выполнена аэрофотосъемка побережья Антарктиды между 45 и 168° в. д., на основе которой составлены и изданы достоверные географические и навигационные карты. Во время дальних внутриконтинентальных походов измерены толщины ледникового покрова Антарктиды, проведен комплекс гляциологических, геофизических и метеорологических наблюдений.

В январе 1960 г. закончила свою деятельность в Антарктиде Четвертая континентальная экспедиция. Завершен поход сейсмо-гляциологического поезда к южному географическому полюсу.

19 декабря 1959 г. д/э «Обь» подошел к станции Лазарев. Здесь была произведена смена персонала.

В план работ Пятой экспедиции на 1960 г. входит продолжение работ в обсерватории Мирный и на станциях Восток и Лазарев. Станция Восток является одной из важнейших точек для изучения геофизических процессов на нашей планете. Аэрометеорологические наблюдения этой станции освещают атмосферные процессы внутренних районов Восточной Антарктиды, и отсутствие таких сведений в значительной степени обесценило бы наблюдения береговых станций.

Станция Лазарев будет служить основной базой для геологического обследования обширного горного района на Земле Королевы Мод. Предполагается со станции Лазарев совершить поход к югу, в направлении полюса относительной недоступности, с целью гляциологических исследований. Этот поход фактически явится завершением трансконтинентального пересечения Антарктиды от Мирного через полюс относительной недоступности до станции Лазарев. Для этой цели на станцию Лазарев доставлены два тяжелых тягача и два вездехода «Пингвин».

В состав Пятой экспедиции включен сезонный морской отряд, возглавляемый проф. И. В. Максимовым. За предыдущие годы на д/э «Обь» и «Лена» в антарктических водах произведены обширные океанографические исследования. Выполнены 502 глубоководные гидрологические станции. На ходу судна осуществлены наблюдения за течениями электромагнитным методом, обследован рельеф дна с помощью эхолотов. На обширных пространствах изучена биологическая продуктивность антарктических вод, собраны многочисленные биологические коллекции и образцы грунтов дна. Все эти работы будут продолжены и в 1960 г., хотя в сокращенном объеме.

После разгрузки судов на станциях Лазарев и Мирный д/э «Обь» с сезонным морским отрядом на борту пройдет на восток вблизи антарктического берега. На всем пути следования корабля будут производиться попутные метеорологические, поверхностные гидрологические, гидрографические наблюдения. Будет выполнен ряд глубоководных гидрологических станций и произведено более детальное обследование ледовых условий.

Во время следования до Мирного аэрометеорологические наблюдения на д/э «Обь» велись составом Пятой континентальной экспедиции.

Смена состава в Мирном произошла во второй половине января 1960 г., после чего основной состав Четвертой континентальной экспедиции на т/х «Кооперация» отправился на Родину. Возвращение «Кооперации» в Советский Союз предполагается в начале марта, а д/э «Обь» — в апреле 1960 г.

Поступила 23/1 1960 г.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 16, 1960**

*Научно-исследовательский
институт
геологии Арктики*

*Л. В. КЛИМОВ,
Д. С. СОЛОВЬЕВ,
младшие научные
сотрудники*

***Корреляция геологических формаций
побережья моря Росса и Берега Отса***

В 1958 г. группой новозеландских геологов [3] была предложена следующая стратиграфическая схема области моря Росса:

1. Четвертичные морены, песчаные пляжи и другие образования.
2. Верхнетретичная-четвертичная вулканогенная серия Мак-Мёрдо — вулканические породы островов моря Росса, о-вов Баллени и некоторых частей побережья Земли Виктории.
3. Условно юрские или меловые долериты Феррар — долеритовые силлы и дайки в осадочных породах серии Бикон на Земле Виктории.
4. Среднепалеозойская-мезозойская серия Бикон — платформенные толщи песчаников и ассоциирующихся с ними осадочных пород в южной части Земли Виктории.
5. Докембрийские или нижнепалеозойские интрузии Адмиралти — добиконские интрузивные породы, прорывающие серию Росс. В качестве типичных выделяются гранодиориты Такер в горах Адмиралтейства. Сюда же относятся граниты и гранодиориты района Мак-Мёрдо и условно — граниты и гранодиориты Земли Мэри Берд.
6. Докембрийская или нижнепалеозойская серия Росс — складчатые толщи добиконских неравномерно метаморфизованных осадочных пород на участках южнее залива Терра-Нова (известняки, сланцы), в горах Адмиралтейства (кварцевые граувакки, аргиллиты, известняки) и на побережье залива Робертсон (сланцы, граувакки). Сюда же условно отнесены мощные толщи песчаников и сланцев «грауваккового» типа Земли Мэри Берд (горы Эдсель Форд и горы Рокфеллер). В пределах этой серии новозеландские геологи выделяют свиту Мобрей, объединяя в ней складчатые сланцево-граувакковые толщи гор Адмиралтейства и побережья залива Робертсон.

Единственными из известных добиконских пород области моря Росса, не включенными в серию Росс, остаются встреченные в моренах ледника Бирдмор кембрийские археациатовые известняки.

Наши рекогносцировочные исследования [1] показали, что в геологическом строении Берега Отса и восточной части Берега Короля Георга V, помимо ранее известной палеозойской серии Бикон, принимают участие условно нижнепалеозойский комплекс метаморфизованных осадочных пород и докембрийский гнейсовый комплекс. Участки распространения этих комплексов грубо намечаются в следующем виде: серия Бикон — от восточной границы ледника Ниннуса ($147^{\circ}45'$ в. д.) до горы Обручева ($154^{\circ}10'$ в. д.); гнейсовый комплекс — между ледником Матусевича ($157^{\circ}20'$ в. д.) и заливом Ренник ($161^{\circ}35'$ в. д.); комплекс метаморфизованных осадочных пород — в интервале между участками распространения серии Бикон и гнейсового комплекса (западный участок) и к востоку от залива Ренник (восточный участок). Нижнепалеозойский комплекс западного участка, представленный филлитовидными и известковистыми сланцами более высокой степени метаморфизма и более интенсивно дислоцированными, чем на восточном участке, выделен в виде «серии Берг», а метаморфизованные песчаники и сланцы восточного участка отнесены к той же серии, что и сланцево-граувакковая формация залива Робертсон. Независимо от новозеландских исследований нами уже высказывалось предположение о широком развитии этих пород в северной части Земли Виктории.

Интрузивные породы, помимо долеритовых силлов в песчаниках серии Бикон, представлены гранитами и гранодиоритами, прорывающими нижнепалеозойский осадочный комплекс, и порфиروبластическими микроклиновыми гранитами, по-видимому, приуроченными к областям развития гнейсового комплекса и сходными по составу и структурным особенностям с гранитами восточной части побережья залива Дисаппойнтмент.

Приведенные данные указывают на далеко идущее сходство геологического строения Берега Отса и восточной части Берега Короля Георга V, с одной стороны, и Земли Виктории — с другой. Это определяет необходимость применения для них единой номенклатуры комплексов и общей стратиграфической схемы. В основу такой общей схемы может быть положена приведенная выше схема, которая, однако, должна быть дополнена и несколько изменена с учетом следующих замечаний:

А. В нижней части схему следует дополнить докембрийским комплексом кристаллических сланцев, мигматитов и гранитоидов. К выделенным на разных участках обособленным толщам этого комплекса могли бы применяться названия соответствующих серий, например, «серия Вильсон» для гнейсового комплекса центральных частей Берега Отса.

Б. Серию Росс скорее следует относить лишь к нижнему палеозою, в пользу чего говорят предварительные данные абсолютного возраста [2] пород с Берега Отса (400—500 млн. лет). Возможно,

следовало бы сохранить название «свита Робертсон», распространив его на открытую новозеландскими исследователями нижнепалеозойскую толщу гор Адмиралтейства и на открытую в ходе наших работ нижнепалеозойскую осадочную толщу восточной части Берега Отса, составляющую непосредственное продолжение предыдущей.

В. В соответствии с ограничением возраста серии Росс и данными предварительного определения абсолютного возраста (300—450 млн. лет) к интрузивному комплексу Адмиралти следует относить лишь нижнепалеозойские интрузии.

Г. Учитывая отмеченные в литературе случаи присутствия вулканогенного материала в составе серии Бикон, нижнюю возрастную границу комплекса долеритов Феррар, скорее всего, следует отнести к верхнему палеозою.

Особо нужно отметить, что в схеме новозеландских геологов к серии Росс условно отнесены метаморфизованные осадочные толщи гор Рокфеллер и Эдсель Форд на Земле Мэри Берд. Основанием для этого авторы схемы считают их значительное литологическое и структурное сходство со свитой Мобрей, а также пространственное расположение толщ в пределах одного пояса, вытянутого в направлении их западно-северо-западного простиранья и разобранного на две части провалом моря Росса.

Такая корреляция толщ, расположенных к западу и востоку от моря Росса, не только совершенно меняет представления о геологии этой области, но и затрагивает вопрос о структурном расчленении всей Антарктиды. По схеме, предложенной еще Норденшельдом и дополненной другими исследователями, западное побережье моря Росса относится к Восточно-Антарктической платформе, а восточное — к Западно-Антарктической складчатой зоне. В качестве оснований для такого расчленения, помимо чисто теоретических представлений о непрерывном продолжении складчатых сооружений Земли Грейама в область Новой Зеландии, указывалось лишь на резкое различие геологического строения Земли Виктории и Земли Мэри Берд. Для Земли Виктории подчеркивалось отсутствие проявлений палеозойской и более молодой складчатости, тогда как для Земли Мэри Берд проявление такой складчатости предполагалось на основании литологического сходства обнаженных здесь складчатых толщ с палеозойскими или мезозойскими флишевыми сланцево-аргиллитовыми сериями Земли Грейама.

Новые данные новозеландских и наших исследований о широком развитии в северной части Земли Виктории и на Берегу Отса складчатых условно нижнепалеозойских отложений лишают отмеченное выше структурное расчленение области моря Росса сколько-нибудь надежных оснований. По этим данным, существенные геологические различия намечаются между северной частью Земли Виктории, Берегом Отса и Землей Мэри Берд, с одной стороны, и более центральными частями Восточной Антарктиды, с другой.

Даже независимо от того, будет ли подтверждена последующими работами предполагаемая разновозрастность свиты Мобрей с толщами метаморфизованных осадочных пород Земли Мэри Берд, структурное расчленение области моря Росса и сопредельных частей Восточной и Западной Антарктиды уже сейчас требует пересмотра. Северную часть Земли Виктории и Берег Отса следует исключить из состава Восточно-Антарктической платформы и выделить в виде условно каледонской складчатой зоны. Южная граница этой зоны в первом приближении может быть намечена несколько южнее линии от мыса Новосильского ($155^{\circ}02'$ в. д.) в восточной части Берега Короля Георга V до залива Терра-Нова. В какой мере эта складчатая зона продолжается на Землю Мэри Берд и какова ее связь с более молодыми складчатыми сооружениями Земли Грейама, могут показать лишь специальные исследования в Западной Антарктиде.

В свете вышеизложенного выделение всей Западной Антарктиды в виде единой альпийской складчатой зоны не оправдано. По-видимому, в пределах этого крупного региона имеются разновозрастные (каледонская, альпийская и др.) складчатые зоны, а в более южных частях, возможно, и участки платформенного строения с докембрийским кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом типа серии Бикон.

Поступила 5/XI 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Климов Л. В. и Соловьев Д. С. Некоторые черты геологического строения побережья Земли Уилкса, Берега Короля Георга V и Берега Отса. Докл. Акад. наук СССР, т. 123, № 1, 1958.
2. Старик И. Е., Равич М. Г., Крылов А. Я., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте пород Восточно-Антарктической платформы. Докл. Акад. наук СССР, т. 126, 1959.
3. Harrington H. J. Nomenclature of rock units in the Ross sea region, Antarctica. Nature, vol. 182, N 4631, 1958.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 16, 1960**

*Центральный
институт прогнозов
Главное управление
Северного морского пути*

*В. А. БУГАЕВ,
профессор
Е. И. ТОЛСТИКОВ,
кандидат географических
наук*

Основные черты рельефа Восточной Антарктиды

Колоссальные площади Восточной Антарктиды до последнего времени представляли, в полном смысле слова, белое пятно на карте, хотя в этом районе американскими исследователями [4] и учеными других стран осуществлен ряд полетов. Первая и Вторая советские континентальные экспедиции проводили работы по изучению рельефа Антарктиды. Барометрическим нивелированием были определены высоты поверхности по профилю Мирный — Пионерская. При организации станций Комсомольская и Восток были приближенно определены их высоты и высоты по профилю от Пионерской через Комсомольскую до станции Восток.

Третья континентальная экспедиция продолжала эти работы. Используя метеорологические и аэрологические данные внутриконтинентальных станций, мы смогли с достаточной точностью вычислить заново их высоты и внести изменения в ранее вычисленный профиль Антарктиды. С этой целью был предпринят ряд полетов (рис. 1) и разработана определенная методика [1], обеспечивающая необходимую точность измерений (20—30 м). Приводим описание основных авиационных маршрутов:

1. Мирный — Пионерская — Комсомольская — Советская — Полюс относительной недоступности — Мирный (23 декабря 1957 г.). Во время возвращения с Полюса относительной недоступности была открыта глубокая внутриконтинентальная долина. Между $77^{\circ}48'$ ю. ш., $66^{\circ}10'$ в. д. и $77^{\circ}28'$ ю. ш., $68^{\circ}05'$ в. д. обнаружен район с пересеченным рельефом, связанный с указанной ложбиной. Здесь мы наблюдали ряд возвышенностей, покрытых стекающими ледниками, без выхода пород на дневную поверхность. В этом районе много беспорядочно расположенных больших и широких трещин. В 100—120 км юго-западнее точки $73^{\circ}47'$ ю. ш., $73^{\circ}50'$ в. д. замечена вторая зона трещин.

2. Мирный — Пионерская — Комсомольская — Советская — точка $78^{\circ}00'$ ю. ш., $79^{\circ}00'$ в. д. — гора Гаусберг — Мирный (27 февраля 1958 г.). Во время этого полета прослежено верховье внутриконтинентальной долины.

3. Мирный — Моусон — точка $71^{\circ}51'$ ю. ш., $70^{\circ}48'$ в. д. — Мирный (27 сентября 1958 г.). Пересечена нижняя часть той же долины

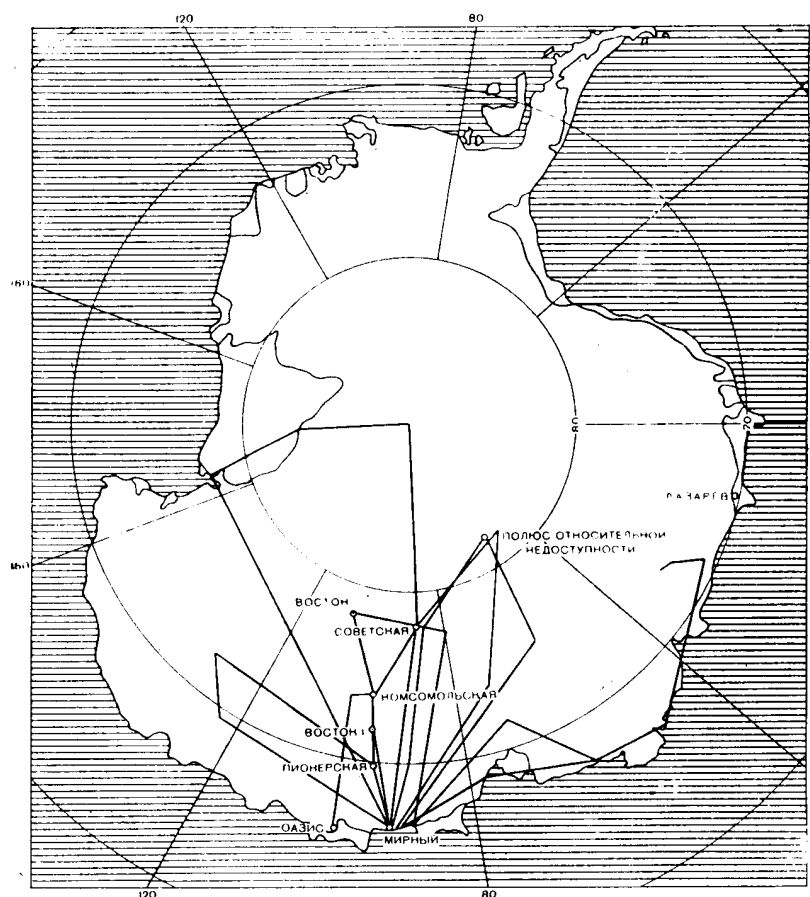


Рис. 1. Маршруты полетов, выполненные с целью барометрического нивелирования Восточной Антарктиды.

в верховьях шельфового ледника Эймери. Не обнаружены горы, ранее отмечавшиеся на картах между 68° — 73° ю. ш. и 75° — 81° в. д. В 250 км от берега, у $71^{\circ}00'$ ю. ш. и $68^{\circ}30'$ в. д., пересечен очень интересный район, который может быть назван «внутриконтинентальным оазисом». Горные вершины здесь сближаются, образуя участок, почти полностью лишенный снежного покрова. Простран-

ство между горами занято ровными площадками и извилистыми полосами голубого льда, имеющими вид замерзших озер и водотоков.

4. Мирный — точка $78^{\circ}51'$ ю. ш., $84^{\circ}50'$ в. д. — Полюс относительной недоступности — точка $75^{\circ}08'$ ю. ш., $60^{\circ}00'$ в. д. — Мирный (7 декабря 1958 г.). Произведены детальные определения высот на крутом подъеме ледяного купола в 100 км к юго-западу от Советской. Обнаружено несколько неизвестных ранее на географических картах объектов: в точке $75^{\circ}12'$ ю. ш., $61^{\circ}00'$ в. д. — пирамидальная вершина высотой над уровнем моря 3300 м, для которой предложено название Комсомольская; вдоль 74-й параллели, между меридианами $66^{\circ}00'$ и $63^{\circ}30'$ в. д., — приблизительно 17 вершин, которые предложено именовать горами Третьей советской экспедиции; на широте $73^{\circ}45'$ ю. ш., между $64^{\circ}20'$ и $66^{\circ}00'$ в. д., — приблизительно 6 гор, которые предложено назвать горами Содружества; в точках $73^{\circ}35'$ ю. ш., $70^{\circ}10'$ в. д. и $73^{\circ}15'$ ю. ш., $72^{\circ}10'$ в. д. — нунатаки; в точке $73^{\circ}40'$ ю. ш., $71^{\circ}40'$ в. д. — два ледяных купола типа о. Массон, которые предложено назвать купол Пионерский. Частично был обследован западный край внутриконтинентальной долины.

5. Мирный — Советская — Южный полюс — Бирдмор — Мак-Мёрдо (24—25 октября 1958 г.). Пересечен восточный склон наивысшей части купола Антарктиды. Обследована околполюсная впадина.

6. Мак-Мёрдо — Мирный (26 октября 1958 г.). Определены высоты в секторе от 160° до 90° в. д.

7. Мирный — Пионерская — Комсомольская — точка $73^{\circ}52'$ ю. ш., $105^{\circ}25'$ в. д. — Оазис — Мирный (10 сентября 1958 г.). Установлено понижение рельефа к востоку от линии Мирный — Комсомольская.

8. Советская — Восток (1 октября 1958 г.). Работы велись при попутном рейсе.

9. Комсомольская — Восток (5 октября 1958 г.). Работы велись при попутном рейсе.

10. Мирный — Пионерская — точка $72^{\circ}23'$ ю. ш., $130^{\circ}30'$ в. д. — $69^{\circ}40'$ ю. ш., $124^{\circ}35'$ в. д. — $66^{\circ}30'$ ю. ш., $94^{\circ}30'$ в. д. — Мирный (29 января 1959 г.). Данные этого полета позволили очертить отрог на Земле Виктории, существование которого ранее не предполагалось.

В результате полетов были построены профили Антарктиды [1, 2, 3]. На основе наших определений высот и некоторых данных других экспедиций построена первая карта рельефа Восточной Антарктиды (рис. 2), на которую нанесено около 815 точек высот. Осталась необследованной область к западу от меридиана 55° в. д. Наивысшая часть ледяного щита находится между 81° — 83° ю. ш. и 60° — 80° в. д. Наибольшие высоты здесь порядка 4000 м, и, по-видимому, вообще ледяная антарктическая поверхность нигде не поднимается выше этого. Это наивысшее место, названное плато Советское, имеет мощный подледный рельеф. Высота подледных гор достигает 3000 м над уровнем моря, а толщина льда 800—900 м.

От вышеуказанного плато в направлении к станции Комсомольской отходит отрог, очерченный изогипсой 3600 м. причем станции Советская и Восток находятся на противоположных склонах отрога. Этот гребень обуславливает образование стокового ветра, в результате чего на станции Восток преобладает западный ветер,

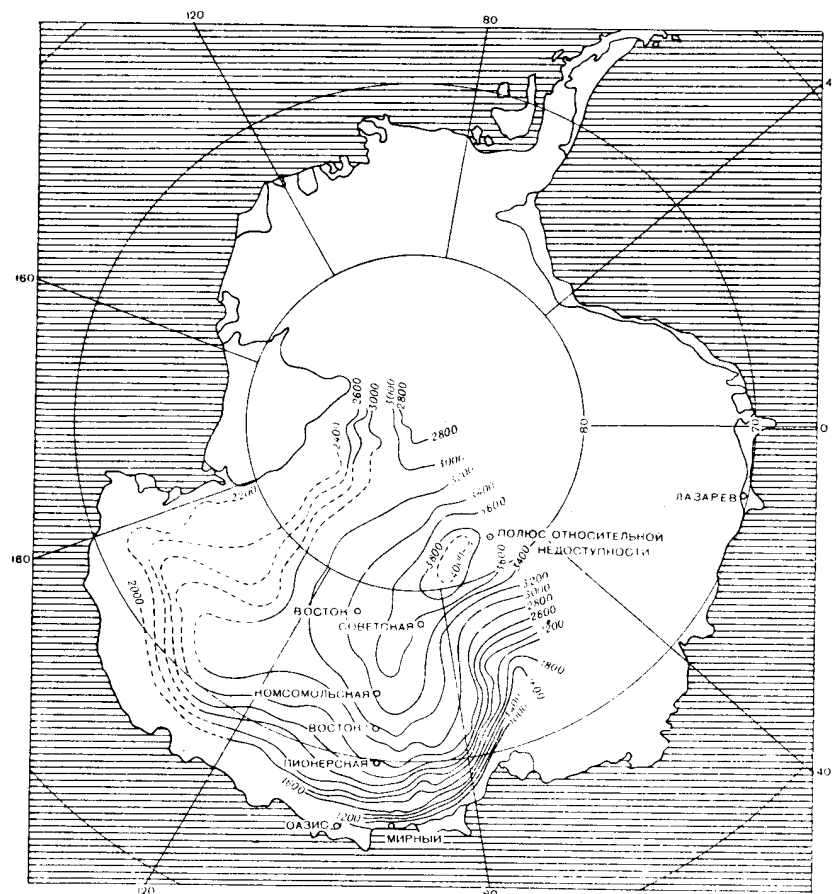


Рис. 2. Рельеф Восточной Антарктиды по данным самолетного барометрического нивелирования, выполненного Третьей континентальной экспедицией.

а на станции Советской — восточный. Приблизительно от 78-й параллели отрог поворачивает на север в направлении к морю Дейвиса. Отсюда же в направлении на восток — северо-восток отходит второй мощный отрог, который был прослежен нами до 72° ю. ш. во время полета над Землей Уилкса. Самая крайняя восточная часть этого отрога нанесена приближенно.

Плавная ложбина на антарктическом склоне намечается между меридианами 100 и 120° в. д.

Обширная ложбина, с которой связан ледник Эймери и которая является континентальным продолжением залива Прюдс, глубоко вдаётся в материк между меридианами 65 и 80° в. д. На ее восточных склонах обнаружены зоны трещин, указывающие на крутизну наклона. Если изогипса 2000 м на меридиане 93°00' в. д. проходит примерно в 160—190 км от берега, у 68°15' ю. ш., то на меридиане 65°00' в. д. она проходит на расстоянии 850 км, на 75°30' ю. ш.

Понижение поверхности от купольной части в сторону Южного полюса происходит плавно. В районе самого полюса имеется обширная впадина диаметром 300 км, что сказывается на формировании местного климата, отличающегося стоковыми ветрами, морозной и метелевой мглой, создающей впечатление облачной погоды.

Поступила 26/IX 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев В. А. и Толстиков Е. И. Профиль поверхности Антарктиды по линии Мирный — Южный полюс — Мак-Мёрдо — Мирный. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 3, 1959.
2. Бугаев В. А. и Толстиков Е. И. Полеты над Антарктидой. Журн. «Природа», № 4, 1959.
3. Бугаев В. А. и Толстиков Е. И. О профиле антарктического склона между 100° и 105° в. д. Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., № 4, 1959.
4. Dufek G. I. Operation Deepfreeze. New York, 1957.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 16, 1960**

*Третья континентальная
экспедиция*

В. Л. ЛЕБЕДЕВ,
*кандидат географических
наук*

Береговой сток в районе Мирного

Под береговым стоком Антарктиды можно условно понимать откол айсбергов и вынос с ними на север замороженных запасов пресной воды. Но в районе Мирного, где побережье расположено на сравнительно невысокой широте, с материка в море выносятся также большое количество пресной воды, которая опресняет море у берега, подобно рекам других континентов. Пресная вода поступает за счет ручьев, стекающих летом с барьера, за счет таяния подводных частей барьера и стоящих у берега айсбергов, наконец, за счет сдувания снега с континента ветром. Как известно, лед в соленой воде тает и при отрицательной температуре, если она выше температуры замерзания самой воды. Таким образом, подводные части айсбергов и барьера могут таять почти круглый год.

Насколько значителен объем пресной воды, попадающей в прибрежную зону, можно судить по следующим данным. 19 января 1958 г. на рейде Мирного при толщине старого припая 30 см средняя соленость воды на станции, взятой на глубине 72 м, была 33,95%. Вскоре припай был взломан и вынесен на север. Образование молодого льда началось 11 марта, 24 марта ширина пояса молодого льда составляла 240 км. 6 апреля на всем рейде установился припай. К концу мая его толщина достигла 60 см, но соленость воды не повысилась. На станции, взятой 27 мая на глубине 82 м, она оказалась равной в среднем 30,39%. Для понижения солености от 33,95 до 30,39% к каждому объему морской воды должно было прибавиться немногим более одной десятой объема пресной воды.

Отсюда можно ориентировочно представить количество талых вод, смешавшихся с водами рейда с января по май. Если допустить, что перемешивание талых и морских вод происходило только

в 5-километровой прибрежной полосе¹ и только до глубины 100 м. то на каждый погонный метр береговой черты рейда приходится 50 000 м³ талых вод. Эта величина сопоставима с речным стоком в других морях. Речной сток Каспийского моря, отнесенный к 1 пог. м береговой черты, за год также составит примерно 50 000 м³. Следовательно, на антарктическом побережье такой протяженности, как от станции Дейвис до станции Уилкс, за 5 месяцев в море может поступать столько же пресной воды, сколько дает годовой сток Волги.

Поступила 3/IX 1959 г.

¹ Чтобы преодолеть путь 5 км с 19 января по 27 мая, вода должна перемещаться со скоростью 0,04 см/сек; чтобы пройти тот же путь с 11 марта, — со скоростью 0,07 см/сек.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 16, 1960**

Государственный
астрономический
институт

А. И. ФРОЛОВ,
кандидат технических
наук

**Опыт определения высот подледного рельефа
Антарктиды по геофизическим данным**

В 1957—1958 гг. геофизическому отряду Третьей морской экспедиции удалось произвести геофизические исследования во льдах у берегов Антарктиды и на побережье. При этом на трех участках были выполнены и гравиметрические определения. На двух из них освещены довольно значительные площади.

Для решения поставленной в настоящей статье задачи были использованы данные, полученные отрядом, и другие материалы экспедиции. Точность всех материалов характеризуется следующими средними квадратическими ошибками:

Аномалий силы тяжести от $\pm 2,3$ до $\pm 5,0$ мгл
Высот пунктов наблюдений » ± 1 » ± 30 м
Высот (глубин) гранитного ложа » ± 7 » ± 50 м

Средние значения ошибок соответственно равны $\pm 3,0$ мгл, ± 10 м, ± 25 м.

Для вычисления высот подледного рельефа применялась формула

$$H = \frac{1}{2\pi f \Delta \sigma} (\Delta g - F) = k (\Delta g - F),$$

где f — постоянная гравитационного притяжения;
 Δg — аномалия силы тяжести;
 $\Delta \sigma = \sigma_{\text{гр}} - \sigma_{\text{л}}$ — разность плотностей гранита и льда;
 H — искомая высота;
 F — региональная аномалия, вызываемая влиянием глубоких слоев и дальних зон.

Для исключения влияния фона F применены два метода. По первому методу значения F были вычислены на всех опорных

пунктах, где H известно по данным нивелирования (выходы пород) или по данным эхолотных измерений и сейсмического зондирования. По карте изоаномал Буге путем интерполяции были определены значения F для всех остальных пунктов. Этот метод прост и быстро приводит к цели. Однако он имеет существенные недостатки: 1) число опорных пунктов должно быть достаточно большим (в противном случае не могут быть выявлены участки с аномальными плотностями, имеющие свой фон); 2) ошибки в наблюдаемых значениях Δg отдельных пунктов в разностях $\Delta g - F$ складываются с ошибками опорных пунктов; 3) значение коэффициента k должно быть известно. В наших расчетах было принято $k = 13,1 \text{ м/мгл}$, что соответствует $\sigma_{\text{гр}} = 2,77 \text{ г/см}^3$ и $\sigma_{\text{л}} = 0,86 \text{ г/см}^3$.

Второй метод исключения влияния фона основан на предположении линейности функции F в ограниченной области вокруг пункта. Осредняя аномалии вокруг пункта в некоторой области и вычисляя разность между наблюдаемым и средним значениями аномалий, получим

$$\delta g = \Delta g - \bar{\Delta g} = \frac{1}{k} (H - \bar{H}) + (F - \bar{F}).$$

Так как $F \cong \bar{F}$ по условию линейности, то $\delta g = \frac{1}{k} (H - \bar{H})$.

Осредненные высоты \bar{H} при переходе от пункта к пункту изменяются плавно. Их значения на опорных пунктах известны: $H = H_0 - k \delta g_0$. Поэтому нетрудно восстановить и всю поверхность, образованную осредненным рельефом $P(x, y) = \bar{H}$, и затем по карте линий равных значений \bar{H} определить их величины для любого пункта. Высота H рельефа определится по формуле

$$H = \bar{H} + k \delta g.$$

Поскольку средние высоты изменяются плавно в соответствии с общим наклоном гранитного ложа, для определения поверхности $P(x, y)$, не требуется большого количества опорных пунктов. Ошибки аномалий для отдельных пунктов при осреднении сглаживаются. Коэффициент k может быть определен по наблюдаемым значениям H и δg :

$$k = \frac{H_2 - H_1}{\delta g_2 - \delta g_1}.$$

По шести парам пунктов, выбранных в разных районах первого участка, было найдено, что $k = 13,2 \pm 0,32 \text{ м/мгл}$. Заметим, что, приняв $k = 13,2$, а $\sigma_{\text{л}} = 0,86 \text{ г/см}^3$, получим $\sigma_{\text{гр}} = 2,84 \pm 0,044 \text{ г/см}^3$.

По второму способу исключения влияния фона высоты подледного рельефа вычислены в двух вариантах: по аномалиям Фая и Буге.

Оценка точности результатов вычисления выполнена тремя способами: исходя из основной формулы и ошибок исходных данных

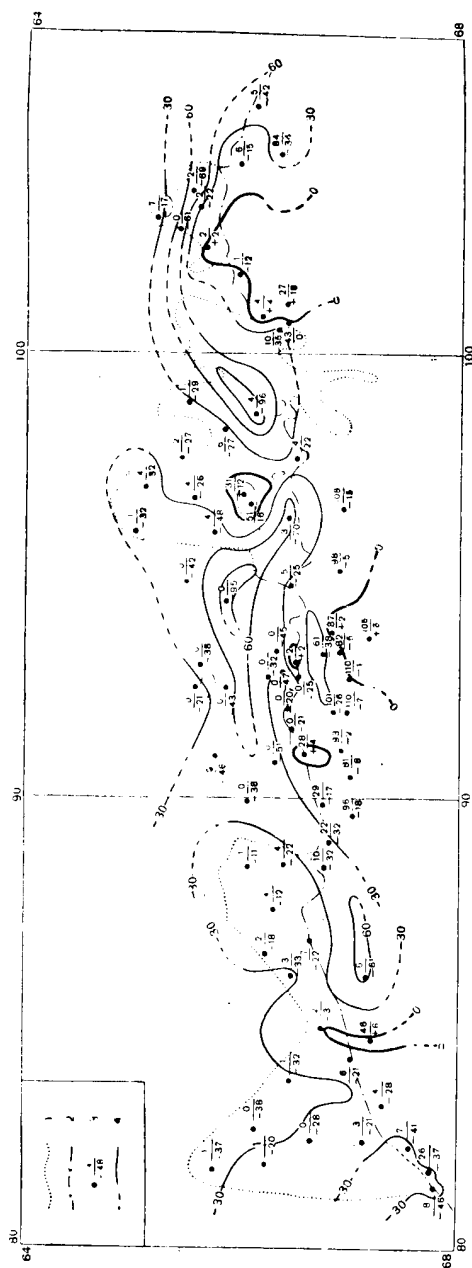
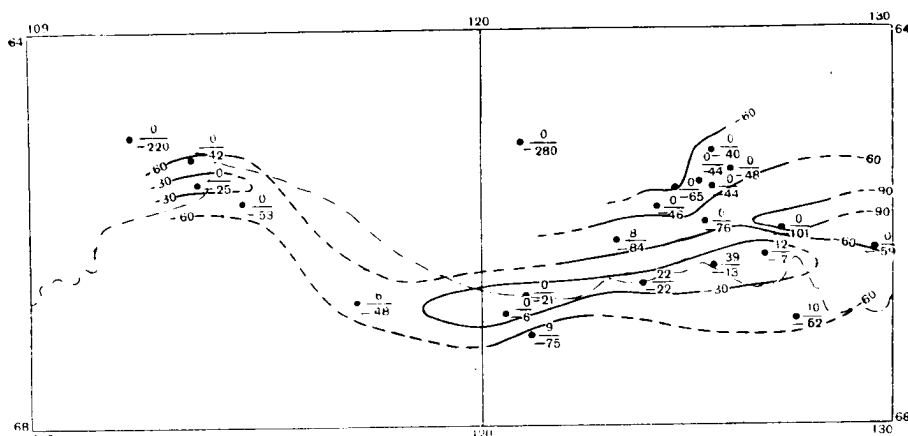


Рис. 1. Схема подледного рельефа Антарктиды от Берега Леопольда до Берега Нокса.

1 — граница ледников; 2 — предполагаемая береговая линия; 3 — гравиметрические пункты (в числителе — высота пункта над уровнем моря в десятках метров, в знаменателе — высота подледного рельефа в десятках метров); 4 — изобата.

На рис. 1 и 2 отметки высот пунктов и отметки высот подледного рельефа даны в десятках метров в виде дроби $\frac{H_{\text{п}}}{H_{\text{гр}}}$. Изолинии проведены через 300 м. По этим данным толщину льда Q , если лед



лежит на гранитном ложе, получим по разности $H_{\text{л}} - H_{\text{гр}}$. Если лед находится на плаву, то $Q < H_{\text{л}} - H_{\text{гр}}$. Принимая $\varepsilon_{\text{в}} = 1,03 \text{ г/см}^3$, а $\varepsilon_{\text{л}} = 0,86 \text{ г/см}^3$, найдем

$$Q = \frac{\sigma_B}{\sigma_B - \sigma_L} H_L = 6,1 H_L.$$

21

Граница выхода гранитного ложа над уровнем океана, отмеченная нулевой горизонталью, прослеживается на большом протяжении к югу от Мирного и на востоке в районе Бангер-Хилса. Выходы гранита, кроме о. Массон, который возвышается над уровнем моря на 160 м, отмечены под Западным шельфовым ледником (+60 м); к западу от Мирного (+40 м) и в других пунктах, но они занимают незначительные площади.

На втором участке, у Берега Банзарэ, выявлен глубокий желоб в 70 км к северу от предполагаемой береговой линии¹. Здесь глубина желоба достигает 1000 м. К северу от него дно повышается до —400 м, а к югу до —200 и даже до —60 м. Южная возвышенная полоса простирается вдоль береговой линии на 400 км. К югу эта возвышенность круто обрывается. Здесь обнаружены глубины 500—750 м.

Впадины и желоба, выявленные на первом и втором участках, по-видимому, простираются вдоль всего побережья Восточной Антарктиды. Их происхождение, вероятно, связано с разрывами земной коры, вызванными ее прогибанием под огромной нагрузкой льда.

Поступила 17/VII 1959 г.

¹ Береговая линия — граница материка, как она показана на картах масштаба 1 : 2 500 000 (изд. ВМФ, 1956 г.). Эта линия, безусловно, не соответствует нулевой изобате гранитного ложа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. Гостоптехиздат, М., 1953.
2. Тихонов А. Н. и Буланже Ю. Д. Об осреднении гравиметрических полей. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ. и геофиз., т. IX, № 3, 1945.

**БЮЛЛЕТЕНЬ СОВЕТСКОЙ АНТАРКТИЧЕСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ № 16, 1960**

*Институт географии
Академии наук СССР*

Е. Е. СЫРОЕЧКОВСКИЙ,
*кандидат
географических наук
С. А. ЕВТЕЕВ,
младший научный
сотрудник*

***Палеогеографическое значение находок остатков
морских животных на побережье Антарктиды***

В период работ Первой континентальной экспедиции в ряде мест восточного побережья Антарктиды, в основном в районе холмов Грирсон и Вестфолль, были обнаружены остатки различных морских животных (раковины моллюсков, иглы морских ежей, остатки трупов тюленей и др.), находящиеся на значительном удалении от берега и на некоторой высоте над современным уровнем моря [1, 2].

Участниками Второй континентальной экспедиции О. К. Владимировым, Н. Ф. Григорьевым, С. А. Евтеевым, Е. Е. Сыроечковским в 1957 г. в районе Бангер-Хилса в четырех местах были найдены остатки тюленей (рис. 1). Судя по всему, найденные части скелетов и мумифицированных трупов принадлежат двум наиболее обычным антарктическим представителям ластоногих: тюленю Уэдделла и тюленю-крабю.

Остатки одного тюленя найдены в сухой долине, выходящей к заливу в районе Бангер-Хилса между бухтами Закрытой и Островной, на высоте около 30 м над уровнем моря и на расстоянии 500—600 м от берега. Вторая находка была сделана в центральной части Бангер-Хилса на дне долины, в которой расположено озеро Долинное. Остатки скелета тюленя лежали на высоте около 40 м над уровнем моря, в 5 км от берега. К озеру Фигурному дно долины обрывается довольно крутым уступом высотой 30 м. Остатки третьего тюленя найдены в долине озера Фигурного на высоте около 15—20 м над уровнем моря.

Несколько особняком стоит четвертая находка. Остатки скелета тюленя обнаружены в мореносодержащем льду, выходящем к поверхности ледника Скотта примерно в 20—25 км от берега, на высоте около 200 м над уровнем моря.

По мнению предыдущих исследователей, подобные находки морских млекопитающих на суше (в частности, морского слона в рай-

оне холмов Грирсон) относятся к одной из последних стадий изостатического поднятия побережья Восточной Антарктиды [1]. Так как террасовидные уступы свободной от льда поверхности, лежащие на больших высотах, являются морскими террасами, предполагается, что в общем суша поднялась не менее чем на 300—400 м. Не вдаваясь в детали вопроса об изостатическом поднятии Антарктиды вообще, следует отметить, что все находки остатков тюленей сделаны на небольших высотах — до 30—40 м над уровнем моря. Исключение составляет только одна находка на леднике Скотта,



Рис. 1. Части скелета тюленя, найденного в Бангер-Хилсе.

Фото Е. Е. Сыроечковского.

которая имеет, видимо, особое объяснение. Остатки мелких морских животных (моллюсков, морских ежей и др.), относительно надежно указывающие бывшее стояние уровня моря, обнаружены на еще меньших высотах: 15—20 м над современным уровнем моря [4, 1].

Все это говорит о том, что уровень 30—40 м был верхним пределом распространения морской трансгрессии послеледникового времени.

Не исключено, что и 30—40 м — величина несколько завышенная. Следует обратить внимание на тот факт, что на наибольших высотах найдены остатки крупных, довольно подвижных и на суше морских животных. Правда, антарктические тюлени — сугубо морские животные. У таких видов, как тюлень Уэдделла и тюлень-крабод, даже спаривание происходит в воде [3], на сушу они выходят

очень редко. В единичных случаях антарктические тюлени, несомненно, могут уходить от берега моря на некоторое расстояние. Например, известны довольно значительные передвижения молодых тюленей, потерявших родителей. Судя по величине скелета, по крайней мере в одном случае, мы обнаружили остатки именно молодого тюленя.

Все находки остатков тюленей в Бангер-Хилсе приурочены к долинам, днища которых полого спускаются к морю. Это, конечно, облегчает продвижение тюленей в глубь материка.

Во всяком случае, если даже считать невероятным выход в отдельных случаях тюленей на сушу, то все же местонахождение тюленей надежно доказывает бывшее положение уровня моря на высотах порядка всего 30—40 м над современным уровнем.

Много непонятного в находке остатков тюленя на леднике Скотта. Здесь обнаружены отдельные разрозненные кости осевого скелета. Характерно, что кости были включены в лед, структура которого обладала всеми признаками длительного движения. Присутствие во льду моренного материала свидетельствует о том, что лед, а следовательно, и остатки скелета находились недалеко от поверхности коренных пород, с которой был снесен моренный материал.

Высота поверхности ледника Скотта в том месте, где были обнаружены кости, — порядка 200 м. Несмотря на то, что мощность льда ледника Скотта не определялась, можно смело утверждать, что она не менее 200 м, следовательно, поверхность коренных пород в данном месте лежит не выше современного уровня моря. В период трансгрессии, которая, вероятно, сопровождалась разрушением и отступанием края ледникового покрова, море могло заходить на те участки, где на леднике Скотта были обнаружены кости, а возможно, даже несколько южнее. При новом распространении ледникового покрова труп тюленя мог быть включен в лед и постепенно вынесен на поверхность.

Поступила 3/IX 1959 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов П. С. К геоморфологии Восточной Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., № 1, 1958.
2. Короткевич Е. С. Антарктические мумии. Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., № 2, 1958.
3. Тюрботт Е. Г. Тюлени Южного Ледовитого океана. Современная Антарктика. Изд-во иностран. лит., 1957.
4. Joshikawa T. Toga H. Report on Geomorphological Results of the Japanese Antarctic research expedition, 1955—1957. Antarctic Record, № 1, 1957.

Х Р О Н И К А

КОНФЕРЕНЦИЯ ПО АНТАРКТИКЕ

15 октября 1959 г. в Вашингтоне открылась конференция по Антарктике, в которой приняли участие представители двенадцати государств, сотрудничавших в осуществлении антарктической программы Международного геофизического года. Советский Союз представляли глава делегации Заместитель министра иностранных дел В. В. Кузнецов, Г. И. Тункин, А. А. Афанасьев, В. А. Чекуров, М. М. Сомов и М. Н. Смирновский. Основой для обсуждения на конференции служили рабочие документы, рассмотренные в ходе неофициальных предварительных переговоров. Конференция завершилась 1 декабря 1959 г. подписанием Договора об Антарктике.

Конференция проходила почти сразу после окончания исторического визита Председателя Совета Министров СССР Н. С. Хрущева в США и его бесед с президентом США Д. Эйзенхауэром. Визит Н. С. Хрущева в Америку в значительной мере способствовал известному ослаблению международной напряженности. Это создало благоприятную обстановку для конференции, содействовало успешному ее завершению и оказало положительное влияние на ее итоги. На конференции царила атмосфера взаимопонимания и делового сотрудничества.

Положения Договора об Антарктике, как указывалось в заявлении советской делегации для печати, «соответствует интересам народов, стремящихся к тому, чтобы повсеместно и навсегда устранить войну, как средство разрешения международных разногласий». Положения Договора способствуют сохранению и упрочению мира между всеми государствами. Договор об Антарктике призван превратить этот обширный район земного шара в зону мира, направить усилия всех людей в этом районе на лучшее познание природы, на благо человечества. Ниже публикуется полный текст Договора об Антарктике.

Договор об Антарктике

Правительства Аргентины, Австралии, Бельгии, Чили, Французской Республики, Японии, Новой Зеландии, Норвегии, Южно-Африканского Союза, Союза Советских Социалистических Республик, Соединенного Королевства Великобритании и Северной Ирландии и Соединенных Штатов Америки,

сознавая, что в интересах всего человечества Антарктика должна и впредь всегда использоваться исключительно в мирных целях и не должна стать ареной или предметом международных разногласий;

признавая существенный вклад, внесенный в научные познания благодаря международному сотрудничеству в научных исследованиях в Антарктике;

убежденные в том, что установление прочного фундамента для продолжения и развития такого сотрудничества на основе свободы научных исследований в Антарктике, как оно осуществлялось в течение Международного геофизического года, отвечает интересам науки и прогресса всего человечества;

убежденные также в том, что Договор, обеспечивающий использование Антарктики только в мирных целях и продолжение международного согласия в Антарктике, будет содействовать осуществлению целей и принципов Устава Организации Объединенных Наций;
согласились о нижеследующем:

Статья I

1. Антарктика используется только в мирных целях. Запрещаются, в частности, любые мероприятия военного характера, такие как создание военных баз и укреплений, проведение военных маневров, а также испытания любых видов оружия.
2. Настоящий Договор не препятствует использованию военного персонала или оснащения для научных исследований или для любых других мирных целей.

Статья II

Свобода научных исследований в Антарктике и сотрудничество в этих целях, как они применялись в течение Международного геофизического года, будут продолжаться в соответствии с положениями настоящего Договора.

Статья III

1. Для содействия международному сотрудничеству в научных исследованиях в Антарктике, как это предусмотрено в статье II настоящего Договора, Договаривающиеся Стороны соглашаются, что в максимально возможной и практически осуществимой степени:
 - а) производится обмен информацией относительно планов научных работ в Антарктике с тем, чтобы обеспечить максимальную экономию средств и эффективность работ;
 - б) производится обмен научным персоналом в Антарктике между экспедициями и станциями;
 - в) производится обмен данными и результатами научных наблюдений в Антарктике и обеспечивается свободный доступ к ним.
2. При выполнении настоящей статьи всячески поощряется установление отношений делового сотрудничества с теми специализированными учреждениями Организации Объединенных Наций и другими международными организациями, для которых Антарктика представляет интерес в научном или техническом отношении.

Статья IV

1. Ничто содержащееся в настоящем Договоре не должно толковаться как:
 - а) отказ любой из Договаривающихся Сторон от ранее заявленных прав или претензий на территориальный суверенитет в Антарктике;
 - б) отказ любой из Договаривающихся Сторон от любой основы для претензий на территориальный суверенитет в Антарктике или сокращения этой основы, которую она может иметь в результате ее деятельности или деятельности ее граждан в Антарктике или по другим причинам;
 - в) наносящее ущерб позиции любой из Договаривающихся Сторон в отношении признания или непризнания ею права или претензии, или основы для претензии любого другого государства на территориальный суверенитет в Антарктике.
2. Никакие действия или деятельность, имеющие место пока настоящий Договор находится в силе, не образуют основы для заявления, поддержания или отрицания какой-либо претензии на территориальный суверенитет в Антарктике и не создают никаких прав суверенитета в Антарктике. Никакая новая претензия или расширение существующей претензии на территориальный суверенитет в Антарктике не заявляются, пока настоящий Договор находится в силе.

Статья V

1. Любые ядерные взрывы в Антарктике и удаление в этом районе радиоактивных материалов запрещаются.

2. В случае заключения международных соглашений, в которых будут участвовать все Договаривающиеся Стороны, представители которых имеют право участвовать в совещаниях, предусмотренных статьей IX, относительно использования ядерной энергии, включая ядерные взрывы и удаление радиоактивных отходов, в Антарктике будут применяться правила, установленные такими соглашениями.

Статья VI

Положения настоящего Договора применяются к району южнее 60 параллели южной широты, включая все шельфовые ледники, но ничто в настоящем Договоре не ущемляет и никоим образом не затрагивает прав любого государства или осуществления этих прав, признанных международным правом в отношении открытого моря, в пределах этого района.

Статья VII

1. Для содействия достижению целей и для обеспечения соблюдения положений настоящего Договора каждая Договаривающаяся Сторона, представители которой имеют право участвовать в совещаниях, предусмотренных в статье IX настоящего Договора, имеет право назначать наблюдателей для проведения любой инспекции, предусмотренной настоящей статьей. Наблюдатели должны быть гражданами тех Договаривающихся Сторон, которые их назначают. Фамилии наблюдателей сообщаются каждой из Договаривающихся Сторон, имеющей право назначать наблюдателей; подобное сообщение делается и об окончании срока их назначения.

2. Каждый наблюдатель, назначенный в соответствии с положениями пункта 1 настоящей статьи, имеет полную свободу доступа в любое время и в любой или все районы Антарктики.

3. Все районы Антарктики, включая все станции, установки и оборудование в этих районах, а также все морские и воздушные суда в пунктах разгрузки и погрузки груза или персонала в Антарктике всегда открыты для инспекции любыми наблюдателями, назначенными в соответствии с положениями пункта 1 настоящей статьи.

4. Наблюдение с воздуха может производиться в любое время над любым или всеми районами Антарктики каждой Договаривающейся Стороной, имеющей право назначать наблюдателей.

5. Каждая из Договаривающихся Сторон по вступлении для нее в силу настоящего Договора информирует другие Договаривающиеся Стороны и в дальнейшем уведомляет их заблаговременно:

а) о всех экспедициях в Антарктику или в пределах Антарктики, совершаемых ее судами или гражданами, и всех экспедициях в Антарктику, организуемых на ее территории или направляющихся с ее территории;

б) о всех станциях в Антарктике, занимаемых ее гражданами;

с) о любом военном персонале или оснащении, предназначенном для направления его в Антарктику с соблюдением условий, предусмотренных в пункте 2 статьи I настоящего Договора.

Статья VIII

1. Для содействия осуществлению ими своих функций на основании настоящего Договора и без ущерба для соответствующей позиции каждой Договаривающейся Стороны относительно юрисдикции над всеми другими лицами в Антарктике, наблюдатели, назначенные в соответствии с положениями пункта 1 статьи VII, и научный персонал, которым обмениваются согласно положениям подпункта 1 (b) статьи III Договора, а также персонал, сопровождающий лю-

бых таких лиц, находятся под юрисдикцией только той Договаривающейся Стороны, гражданами которой они являются, в отношении всех действий или упущений, имеющих место во время их пребывания в Антарктике для выполнения своих функций.

2. Без ущерба для положений пункта 1 настоящей статьи и до принятия мер в соответствии с положениями подпункта 1 (е) статьи IX, заинтересованные Договаривающиеся Стороны в любом случае спора относительно осуществления юрисдикции в Антарктике немедленно консультируются между собой с целью достижения взаимоприемлемого решения.

Статья IX

1. Представители Договаривающихся Сторон, упомянутых в преамбуле настоящего Договора, соберутся в городе Канберре не позднее чем через два месяца по вступлении в силу настоящего Договора и будут собираться впоследствии через промежутки времени и в местах, которые будут ими определены, с целью обмена информацией, взаимных консультаций по вопросам Антарктики, представляющим общий интерес, а также разработки, рассмотрения и рекомендации своим правительствам мер, содействующих осуществлению принципов и целей настоящего Договора, включая меры относительно:

- a) использования Антарктики только в мирных целях;
- b) содействия научным исследованиям в Антарктике;
- c) содействия международному научному сотрудничеству в Антарктике;
- d) содействия осуществлению прав инспекции, предусмотренных в статье VII настоящего Договора;
- e) вопросов, касающихся осуществления юрисдикции в Антарктике;
- f) охраны и сохранения живых ресурсов в Антарктике.

2. Каждая Договаривающаяся Сторона, которая стала участником настоящего Договора путем присоединения в соответствии с положениями статьи XIII, имеет право назначать представителей для участия в совещаниях, упомянутых в пункте 1 настоящей статьи, в течение того времени, пока эта Договаривающаяся Сторона проявляет свою заинтересованность в Антарктике проведением там существенной научно-исследовательской деятельности, такой как создание научной станции или посылка научной экспедиции.

3. Доклады наблюдателей, упомянутых в статье VII настоящего Договора, направляются представителям Договаривающихся Сторон, участвующим в совещаниях, упомянутых в пункте 1 настоящей статьи.

4. Меры, упомянутые в пункте 1 настоящей статьи, вступают в силу по утверждении их всеми Договаривающимися Сторонами, представители которых имели право участвовать в совещаниях, созданных для рассмотрения этих мер.

5. Любое или все права, установленные в настоящем Договоре, могут осуществляться со дня вступления в силу Договора независимо от того, были или не были какие-либо меры, содействующие осуществлению таких прав, предложены, рассмотрены или одобрены, как это предусмотрено в настоящей статье.

Статья X

Каждая из Договаривающихся Сторон обязуется прилагать соответствующие усилия, совместимые с Уставом Организации Объединенных Наций, с тем, чтобы в Антарктике не проводилось какой-либо деятельности, противоречащей принципам или целям настоящего Договора.

Статья XI

1. В случае возникновения какого-либо спора между двумя или несколькими Договаривающимися Сторонами относительно толкования или применения настоящего Договора, эти Договаривающиеся Стороны консультируются между собой с целью разрешения спора путем переговоров, расследования, посредничества, примирения, арбитража, судебного разбирательства или другими мирными средствами по их собственному выбору.

2. Любой спор такого рода, который не будет разрешен указанным путем, передается, с согласия в каждом случае всех сторон, участвующих в споре, на разрешение в Международный Суд; однако, если не будет достигнута договоренность о передаче спора в Международный Суд, стороны, участвующие в споре, не освобождаются от обязанности продолжать поиски его разрешения любым из различных мирных средств, указанных в пункте 1 настоящей статьи.

Статья XII

1. а) Настоящий Договор может быть изменен или в него может быть внесена поправка в любое время по согласию всех Договаривающихся Сторон, представители которых имеют право участвовать в совещаниях, предусмотренных статьями IX. Любое такое изменение или любая такая поправка вступает в силу по получении правительством-депозитарием от всех таких Договаривающихся Сторон уведомления о ратификации.

б) Такое изменение или такая поправка затем вступает в силу в отношении любой другой Договаривающейся Стороны по получении от нее правительством-депозитарием уведомления о ратификации. Любая такая Договаривающаяся Сторона, от которой не получено уведомления о ратификации в течение двух лет со дня вступления в силу изменения или поправки в соответствии с положениями подпункта 1(а) настоящей статьи, рассматривается как вышедшая из Договора в день истечения этого срока.

2. а) Если по истечении тридцати лет со дня вступления в силу настоящего Договора любая из Договаривающихся Сторон, представители которой имеют право участвовать в совещаниях, предусмотренных статьями IX, того потребует путем обращения, направленного правительству-депозитарию, то будет созвана так скоро, как это практически осуществимо, конференция всех Договаривающихся Сторон для рассмотрения вопроса о том, как действует Договор.

б) Любое изменение настоящего Договора или любая поправка к нему, которые одобрены на указанной конференции большинством представленных на ней Договаривающихся Сторон, включая большинство тех Сторон, представители которых имеют право участвовать в совещаниях, предусмотренных статьями IX, доводятся правительством-депозитарием до сведения всех Договаривающихся Сторон немедленно по окончании конференции и вступают в силу в соответствии с положениями пункта 1 настоящей статьи.

с) Если любое такое изменение или любая такая поправка не вступит в силу в соответствии с положениями подпункта 1(а) настоящей статьи в течение двух лет со дня уведомления всех Договаривающихся Сторон, любая Договаривающаяся Сторона может в любое время по истечении этого срока уведомить правительство-депозитария о своем выходе из настоящего Договора; такой выход из Договора приобретает силу по истечении двух лет со дня получения правительством-депозитарием этого уведомления.

Статья XIII

1. Настоящий Договор подлежит ратификации подписавшими его государствами. Договор открыт для присоединения к нему любого государства, являющегося членом Организации Объединенных Наций, или любого другого государства, которое может быть приглашено присоединиться к Договору с согласия всех Договаривающихся Сторон, представители которых имеют право участвовать в совещаниях, предусмотренных статьями IX настоящего Договора.

2. Ратификация настоящего Договора или присоединение к нему осуществляется каждым государством в соответствии с его конституционной процедурой.

3. Ратификационные грамоты и акты о присоединении сдаются на хранение Правительству Соединенных Штатов Америки, которое является правительством-депозитарием.

4. Правительство-депозитарий уведомляет все государства, подписавшие Договор и присоединившиеся к нему, о дате сдачи на хранение каждой ратификационной грамоты или каждого акта о присоединении, а также о дате вступления в силу Договора и любого его изменения или любой поправки к нему.

5. По сдаче на хранение ратификационных грамот всеми подписавшими Договор государствами настоящий Договор вступит в силу для этих государств и для государств, которые сдали на хранение акты о присоединении. В дальнейшем Договор вступает в силу для любого присоединившегося государства по сдаче им на хранение акта о присоединении.

6. Настоящий Договор будет зарегистрирован правительством-депозитарием в соответствии с положениями статьи 102 Устава Организации Объединенных Наций.

Статья XIV

Настоящий Договор, составленный на английском, французском, русском и испанском языках, причем каждый из текстов является равно аутентичным, будет сдан на хранение в архив правительства Соединенных Штатов Америки, которое препровождает должным образом заверенные копии Договора правительствам подписавших его или присоединившихся к нему государств.

В УДОСТОВЕРЕНИЕ ЧЕГО полномочные представители, должным образом на то уполномоченные, подписали настоящий Договор.

Совершено в городе Вашингтоне 1 декабря тысяча девятьсот пятьдесят девятого года.

АНТАРКТИЧЕСКИЙ СИМПОЗИУМ В БУЭНОС-АЙРЕСЕ В 1959 г.

С 17 по 25 ноября 1959 г. в Буэнос-Айресе состоялся международный симпозиум по вопросам научных исследований Антарктики. Расходы по проведению симпозиума приняло на себя правительство Аргентины. Вся организационная работа по его проведению была осуществлена Антарктическим институтом Аргентины.

В работе симпозиума приняли участие представители 12 стран, производящих исследования в Антарктике, и четырех международных научных организаций, всего 141 делегат. Советский Союз был представлен профессором Ю. Д. Калининным (Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн Академии наук) и доктором географических наук М. М. Сомовым (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт).

Основной задачей симпозиума было взаимное ознакомление ученых разных стран с результатами исследований в Антарктике, выполненных за время Международного геофизического года.

Президентом симпозиума был избран директор Антарктического института Аргентины контр-адмирал Р. Панзарини, первым вице-президентом М. М. Сомов (СССР) и вторым вице-президентом П. Тонесен (Норвегия).

На симпозиум было представлено большое число докладов (181), из них 33 — учеными Советского Союза. Ввиду большого количества докладов работа симпозиума велась одновременно в нескольких из созданных девяти секций: 1) исследований и географии, председатели Ж. Герлаш де Гомери (Бельгия) и Ф. Лоу (Австралия); 2) геомагнетизма, председатель Т. Нагата (Япония); 3) космических лучей, председатель Х. Неер (США); 4) океанографии, председатель Ж. Лаклавер (Франция); 5) гляциологии, председатели Г. Робин (Специальный комитет по антарктическим исследованиям) и П. Э. Виктор (Франция); 6) геологии и геохимии, председатели Р. Эди (Англия) и Х. Камачо (Аргентина); 7) биологии и физиологии, председатель Х. Орландо (Аргентина); 8) метеорологии, председатели В. Гиббс (Австралия), К. Лангло (Всемирная метеорологическая организация) и Г. Векслер (США); 9) физики верхней атмосферы, председатели С. Чепмен (СК МГГ) и Дж. Деланнуа (Франция).

Помимо широкого обсуждения представленных докладов на перечисленных секциях, все доклады будут изданы Антарктическим институтом Аргентины в 1960 г.

Большой интерес вызвали демонстрировавшиеся на симпозиуме и затем переданные в дар Антарктическому институту Аргентины новые точные карты Антарктики, изданные в Советском Союзе. Этими морскими и топографическими картами, составленными на основании аэрофотосъемок советских экспедиций, охвачено около трети всего побережья Антарктиды. По мнению ряда ученых, многие из советских крупномасштабных карт открывают новые возможности для работы географов, геоморфологов, гляциологов, геологов и т. д.

Делегатам была предоставлена возможность ознакомиться с научными учреждениями Буэнос-Айреса. Делегация Советского Союза посетила Антарктический институт, Морскую ионосферную станцию, Национальную комиссию по атомной энергии, Астрономическую обсерваторию в Ла-Плате и ледокол «Сан-Мартин», используемый для антарктических экспедиций Аргентины.

Поскольку в симпозиуме участвовали официальные представители в СКАИ почти от всех стран, одновременно с работой симпозиума состоялось неофициальное заседание СКАИ. На нем были обсуждены вопросы: 1) о Международном метеорологическом центре в Мельбурне, 2) об упорядочении системы радиосвязи для обеспечения своевременной передачи метеорологических данных в этот центр и 3) о дате и месте созыва следующего официального заседания СКАИ.

Делегатам было показано девять документальных фильмов, отражающих работу антарктических экспедиций различных стран, в том числе советский документальный кинофильм «Огни Мирного», посвященный работе Первой советской экспедиции на Антарктическом континенте. Симпозиум дал также возможность ученым разных стран обмениваться литературой по вопросам исследования Антарктики.

На антарктическом симпозиуме в Буэнос-Айресе господствовал тот же дух искреннего сотрудничества и бескорыстной взаимопомощи, что и на Антарктическом материке. Нельзя не упомянуть также и о большом гостеприимстве, оказанном аргентинцами всем участникам симпозиума.

Поступила 24/XII 1959 г.

М. М. Сомов

НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ПРОБЛЕМАМ МЕТЕОРОЛОГИИ АНТАРКТИКИ

С 26 по 28 октября 1959 г. в Москве происходили заседания конференции по проблемам антарктической метеорологии, организованная Главным управлением Гидрометслужбы. В подготовке и работе конференции приняли участие представители различных научно-исследовательских и учебных заведений Советского Союза.

На конференции было заслушано 32 доклада и научных сообщения, сделанных главным образом участниками Советской антарктической экспедиции.

Наибольшее число докладов на конференции было посвящено вопросу атмосферной циркуляции в высоких широтах южного полушария, вызвавшему оживленные прения. Как показала дискуссия, в основном благодаря работам советских метеорологов последних лет становится общепризнанной нежизненность старой концепции о «ветровом барьере» вокруг Антарктиды, якобы обособляющем циркуляцию этого района от циркуляции более низких широт южного полушария и всей земной атмосферы в целом. Достигнута также значительная ясность в вопросе о путях перемещения циклонов в Антарктике, в том числе и над Антарктическим континентом, считавшимся раньше непреодолимым препятствием для циклонических возмущений тропосферы. Удалось установить фронтальную структуру антарктических циклонов, выявить природу и закономерности ряда важнейших явлений погоды на шестом континенте.

Совершенно иначе сейчас трактуется вопрос о так называемом квазистационарном континентальном антарктическом антициклоне, который, как теперь всеми признано, существует непостоянно и его роль в формировании условий погоды над континентом меньше, чем это считалось еще несколько лет назад. Отдельные исследователи склонны вообще отрицать существование континентального антициклона в Антарктиде как центра действия атмосферы, другие, наоборот, по

прежнему считают антициклон деятельным барическим образованием, прослеживающимся до верхних слоев тропосферы.

Много внимания было уделено методике наблюдений в Антарктике. Большой интерес представляют разработанные и апробированные методы аэрорадионивелирования, расчета высот геопотенциальных поверхностей с учетом постоянно существующей в Антарктике мощной приземной температурной инверсии и метеолемных наблюдений. Сообщение о последних было сделано от имени В. И. Шляхова, находящегося сейчас в Мирном в составе Четвертой континентальной экспедиции и передавшего по радио описание созданного на зимовке оригинального прибора метелемера и результаты работы в минувшую антарктическую зиму.

Предварительный анализ материалов наблюдений над формированием снежного покрова, над балансом снега и льда в Антарктиде позволили разным авторам независимо друг от друга прийти к сходным выводам о закономерностях накопления снега и его переноса над континентом, а также о величине сброса льда в воды Антарктики, оказавшегося незначительным для ледяных барьеров и очень интенсивным для выводных ледников.

Были заслушаны интересные сообщения о режиме ветра, тепло- и влагообмене приземного слоя воздуха, электрическом поле в Антарктике, радиационном балансе, климатическом районировании и характеристике средних месячных полей давления и температуры воздуха. На участников конференции хорошее впечатление произвела большая работа, выполненная в Центральном институте прогнозов, по подготовке ежедневных и средних месячных карт погоды южного полушария и Антарктики, результаты которой были частично сообщены в одном из докладов.

Два доклада освещали общие вопросы географии Антарктики. Один из них (Е. И. Толстикова и В. А. Бугаева) содержал исключительно интересный новый материал о рельефе Восточной Антарктиды. Продемонстрированная гипсометрическая карта восточной половины континента, составленная на основе многочисленных измерений высот местности с борта самолета, подробно освещает рельеф над самыми труднодоступными районами Антарктиды. Во втором докладе обобщались все данные советских и зарубежных исследований ледяного покрова и рельефа подстилающих пород Антарктического материка.

Работа конференции способствовала взаимному ознакомлению членов различных научных коллективов с программами и объемом работы, первыми обобщениями по многочисленным материалам метеорологических и аэрологических наблюдений в Антарктике, собранным в период МГГ, а также обмену мнениями по спорным вопросам антарктической метеорологии.

Участники конференции единодушно приняли решение, одобряющее общее направление начатых исследований, и высказались в пользу более тесной координации исследовательских работ по метеорологии Антарктики в будущем.

Поступила 31/X 1959 г.

П. Д. Астапенко



*Начальник Четвертой континентальной экспедиции
А. Г. Дралкин сообщает о работах в Антарктике
в сентябре — октябре 1959 г.:*

ОБСЕРВАТОРИЯ МИРНЫЙ

Аэрометеорологические исследования

В сентябре 1959 г. средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 979,8 мб, температуры воздуха $-22^{\circ},1$, скорости ветра 12,8 м/сек, относительной влажности воздуха 66%, абсолютной влажности 0,78 мб. Количество общей облачности было 4,4 балла. Средняя высота радиозондирования равнялась 17 498 м. В течение месяца температура воздуха колебалась от $-7,8$ до $-35^{\circ},4$. Сумма осадков была 48,9 мм. Число дней с метелью составляло 24.

Сентябрь был самым холодным месяцем в приземном слое и в тропосфере. В течение сентября в тропосфере и в нижней стратосфере преобладали струйные течения юго-западного направления, обусловленные распространением в глубь Антарктиды гребня ньюамстердамского антициклона.

Первая декада сентября в основном характеризовалась зональной циркуляцией. Во второй половине декады наблюдалось распространение мощных гребней ньюамстердамского антициклона и усиление юго-западного ветра до струйных течений в тропосфере и нижней стратосфере. Максимальная скорость ветра на высоте 7 км составляла 60 м/сек, а на высоте 16 км — 80 м/сек. Высота тропопauses колебалась в пределах 9—13,5 км. В связи с мощным заток

теплого воздуха на высотах наблюдался разрыв тропопauses: исчезновение на высоте 9 км и формирование на высоте 13,4 км.

Во второй декаде влияние гребня ньюамстердамского антициклона сменялось зональной циркуляцией. При этом циклоны проходили вблизи береговой черты и сопровождались выпадением снега и сильными ветрами восточной четверти в нижнем 2-километровом слое. В тропосфере наблюдались струйные течения западного направления со скоростями до 60 м/сек.

В третьей декаде чередовалась меридиональная и зональная циркуляция. В первой половине декады появились мощные струйные течения юго-западного направления. С появлением струйных течений произошел разрыв тропопauses: исчезновение на высоте 9,5 км и формирование на высоте 14 км. На высоте 10,2 км скорость ветра достигла самой большой в текущем году величины (104 м/сек).

В октябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 979,2 мб, температуры воздуха $-12^{\circ},0$, скорости ветра 10,1 м/сек, абсолютной влажности 1,7 мб, относительной влажности 66%. Количество общей облачности было 7,0 баллов, количество осадков 26,5 мм.

Геофизические исследования

В сентябре запущен в работу быстроходный магнитограф для записи вертикальной составляющей. Таким образом, регистрация геомагнитных вариаций в настоящее время в обсерватории Мирный производится тремя трехкомпонентными установками: основной, грубой и быстроходной типа ЛГУ.

Вариации элементов магнитного поля в начале и конце месяца характеризовались сравнительно плавными изменениями с большой амплитудой, особенно четко выраженными в склонении. 6-го наблюдались быстрые колебания с периодом около 2 мин и амплитудой порядка нескольких десятков гамм, продолжавшиеся около 6 ч. 3-го наблюдалась магнитная буря умеренной интенсивности с внезапным началом. В последующие дни активность снизилась и вновь начала возрастать во второй половине месяца. 18—19 и 20—21-го наблюдались еще две умеренные бури с постепенными началами. 22-го вновь возникли длившиеся в течение 6 ч короткопериодические колебания с очень большой амплитудой: 100—300 γ для горизонтальной и 200—500 γ для вертикальной составляющих, с преобладающим периодом 1—2 мин. В последующие дни, как и в начале месяца, наблюдались медленные изменения с большой амплитудой. Продолжались определения элементов постоянного магнитного поля на островах вблизи Мирного, а также в бухте Фарр и на о. Дригальского.

Велись наблюдения за полярными сияниями: визуальные в течение 16 ночей, фотографирование в течение 13 ночей. При радиолокационных наблюдениях получено 2847 кадров, из них только на семи имеются отражения.

Сейсмическая станция зарегистрировала 140 землетрясений. Для 16 из них определены эпицентральные расстояния. Особо высокая сейсмическая активность наблюдалась 14, 15 и 16 сентября: 15, 21 и 13 землетрясений соответственно. Продолжались наблюдения за земными токами, космическими лучами и ионосферой.

В октябре магнитное поле было спокойнее, чем в предыдущие ме-

сяцы. Наблюдалась одна умеренная буря 17—18 октября. Для изучения характера изменения в пространстве магнитной активности в 35 км к северу от Мирного установлена МВС.

Первая неделя октября характеризовалась повышенной активностью ионосферы, особенно ее верхних слоев. При нормальном ходе минимальных частот наблюдалось понижение критических частот с частыми явлениями поглощения в отклоняющей области, с повышением диффузности в ночные и утренние часы и очень редкими явлениями полного поглощения. Хорошо прослеживался суточный ход слоя с критической частотой 5 мГц, существовавшего 9—12 ч. Время существования слоя E увеличилось до 17 ч, а критическая частота возросла до 3,3 мГц. Реже наблюдалось появление спорадического слоя и экранирование.

Наблюдения за полярными сияниями проводились в течение восьми ночей, из них четыре были с яркими, хотя и непродолжительными сияниями. Во второй половине месяца преобладала облачная погода и наблюдения проводить не удалось. В соответствии с программой наблюдения прекращены 28 октября. В результате радиолокационных наблюдений полярных сияний получено 2776 кадров. Отражения видны на 77 кадрах. По сравнению с июлем, августом и сентябрем октябрь характеризовался повышением числа отражений. Число дней с полным отсутствием отражений составило 12. 14 октября наблюдалось максимальное число отражений (11).

В октябре активность телурического поля днем была значительно выше, чем ночью.

Зарегистрировано 72 землетрясения. Для 12 из них определены эпицентральные расстояния, для одного — координаты эпицентра.

Продолжались наблюдения за космическими лучами.

Гляциологические исследования

В сентябре и октябре продолжались снегомерные наблюдения с определением плотности и сцепления снега в шурфе на стандартных горизонтах. Производились систематиче-

ские наблюдения над тепловыми потоками и температурным режимом снежно-ледяной толщи в районе Мирного, а также исследования образцов глетчерного льда, отобранных с различных горизонтов. Одновременно велись наблюдения над температурным полем на припае. На о. Дригальского 19 сентября проведен полный комплекс гляциологических работ в западной и восточной краевых зонах, а также в центральной части острова.

Гидрологические исследования

В сентябре в палатке на припае проводились измерения теплового потока и градиентные наблюдения за температурой воды. Градиент температуры в течение всего месяца от поверхности до дна не превышал

0°,02. Измерялись элементы течения на различных горизонтах с фиксацией на осциллографе.

27 сентября на самолете ИЛ-12 выполнена ледовая авиаразведка моря Дейвиса. Припай простирался в среднем на 30—40 км вдоль Берега Правды. Кромка льда на меридиане 88° в. д. находилась на 60°43' ю. ш.

В октябре проведены четыре серии наблюдений за элементами течений, наблюдения над оптическими свойствами воды на различных участках спектра и регистрация температуры воды на пяти горизонтах с помощью электронного моста.

Начали выполнять меридиональный гидрологический разрез по всей ширине припая. Наблюдения велись на станциях, расположенных друг от друга на расстоянии 5 км.

СТАНЦИЯ ВОСТОК

В сентябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 611,5 мб, температуры воздуха —68°,4, скорости ветра 6,7 м/сек, относительной влажности 73%, температуры поверхности снега —70°,6. Количество общей облачности было 4,4 балла. Максимальная температура воздуха —52°,1, минимальная —82°,3. Преобладающим направлением ветра было юго-юго-западное. Выпущено 30 радиозондов, за которыми велись наблюдения с помощью радиотеодолита. Средняя высота подъема радиозондов равнялась 15 182 м.

Проведены три снегосъемки открытого участка. Средняя плотность снега составила 0,28. Измерялись все составляющие радиационного баланса.

В октябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 618,5 мб, температуры воздуха —57°,6, скорости ветра 6,0 м/сек, относительной влажности 76%, абсолютной влажности 0,025 мб, температуры поверхности снега —58°,8. Количество общей облачности было 4,7 балла, преобладающее направление ветра — западно-юго-западное.

Проведены три снегосъемки открытого участка. Средняя плотность снега 0,30. Проводились регулярные наблюдения над солнечной радиацией. Выпущен 31 радиозонд и произведено столько же шаропилотных наблюдений. Средняя высота подъема радиозондов равнялась 18 626 м.

СТАНЦИЯ ЛАЗАРЕВ

В сентябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 980,9 мб, температуры воздуха —27°,8, скорости ветра 8,8 м/сек (с максимумом 39 м/сек), относительной влажности 77%, абсолютной влажности 0,6 мб. Преобладало юго-восточное направление ветра. Количество общей облачности было 5,2 балла. Количество осадков за месяц составило 42,4 мм. Радиозонды в среднем достигли высоты 13 270 м.

В октябре средние значения у поверхности земли составляли: атмосферного давления 980,6 мб, температуры воздуха —16°,0, скорости ветра 10,6 м/сек (порывы до 42 м/сек), относительной влажности 86%, абсолютной влажности 1,7 мб. Преобладало юго-восточное направление ветра. Количество общей облачности было 7,4 балла, количество осадков — 158,1 мм.

ВОЗОБНОВЛЕНИЕ РАБОТЫ СТАНЦИИ КОМСОМОЛЬСКОЙ

20 октября возобновила свою работу законсервированная в марте 1959 г. на период зимы станция Комсомольская. Научные наблюдения на

станции проводит старший по зимовке радист-метеоролог М. М. Любарев и механик-наблюдатель В. И. Жарков.

ПОЛЕТ МИРНЫЙ — СТАНЦИЯ ЛАЗАРЕВ

С 12 по 31 октября из Мирного на станцию Лазарев и обратно был осуществлен полет самолета ЛИ-2 (пилот Б. С. Осипов). На борту самолета находился начальник экспедиции А. Г. Дралкин с четырьмя членами экспедиции. В районе станции Лаза-

рев произведена ледовая авиаразведка и разведка прохода между массивами Вольгат и Сёр Рондане. Во время полета из Мирного посещены станции Моусон и Король Бодуэн, на обратном пути — станции Король Бодуэн, Сёва, Моусон и Дейвис.

ПОХОД САННО-ГУСЕНИЧНЫХ ПОЕЗДОВ

14 сентября начался первый весенне-летний поход в глубь материка. В походе участвовали два вездехода «Пингвин» с двумя санями на прицепе. По мере продвижения поезда осуществлялась нивелировка склона Антарктического материка. В связи с плохими метеорологическими условиями поезд с 22 сентября и до конца месяца находился в 147 км от Мирного.

27 сентября из Мирного вышел поезд на снегоходах «Харьковчанка», состоявший из пяти тягачей с санями и волокушей. С поездом следовала

новая смена станции Восток и персонал станции Комсомольской. К 30 сентября поезд прошел 132 км от Мирного. В октябре поезд продолжал движение и 19-го достиг Комсомольской, где находился до конца месяца. За это время в районе станции выполнены предусмотренные программой исследования, расконсервирована станция и оставленные на зимовку машины.

Первый поезд за октябрь продвинулся на 175 км и находился на 69°20' ю. ш. и 95°00' в. д.

НА СТАНЦИИ ВОСТОК

Станция Восток расположена на безжизненном ледяном плато в районе южного геомагнитного полюса на высоте 3420 м над уровнем моря. Около 1500 км отделяют станцию от Мирного. Она была создана в декабре 1957 г. Пониженное атмосферное давление вследствие большой высоты станции, кислородный голод, низкие температуры создают неблагоприятные условия для существования человека и вызывают сложную перестройку организма. Резкая перемена климатических условий в случае доставки научного коллектива на станцию Восток самолетом вызывает у людей в первые дни частые голов-

ные боли, одышку, тошноту, носовые кровотечения. Болезненные явления значительно усиливаются во время работы на открытом воздухе. Затем организм постепенно приспосабливается к новым условиям. Период акклиматизации продолжается обычно около двух недель, иногда несколько дольше. О сильном воздействии природных условий на человеческий организм можно судить хотя бы по величине артериального давления крови, снижающегося у некоторых до 70/45 мм рт. ст. Такое низкое давление, с небольшими изменениями, так же как сильная одышка и повышенная утомляемость, удерживается в тече-

ние всей зимовки. Несмотря на это, члены коллектива станции сохраняют работоспособность.

Вследствие низкого атмосферного давления температура кипения воды составляет 83° , что сильно усложняет приготовление пищи. Для ускорения приготовления пищи приходится использовать специальные автоклавы с электрическими подогревателями.

Для района станции Восток характерны исключительно низкие температуры. В прошлом году здесь была зарегистрирована самая низкая на земле температура воздуха: $-87^{\circ},4$. В этом году температурный минимум несколько выше: $-85^{\circ},7$. В условиях таких низких температур значительно осложняются все работы. Труднее выпускать радиозонды, вести метеорологические наблюдения, заправлять дизеля горючим. Уже при температуре около -70° оболочки радиозондов становятся настолько хрупкими, что разрушаются от малейшего прикосновения. Нужно быть очень осторожным и обладать большой сноровкой, чтобы не повредить их при выпуске. Много труда и изобретательности приходится применять, чтобы заставить работать самописцы, обеспечить вращение антенны радиотеодолита, бесперебойно вести наблюдения за полярными сияниями. В этом году нам удалось обеспечить работу всех самописцев даже при самой минимальной температуре воздуха. До сих пор их пределом являлись температуры -50 , -60° . Специальный обогрев и размещение камер полярных сияний позволило свести остановки приборов к минимуму.

Во время сильных морозов дизельное топливо становится настолько густым, что насосы отказываются работать. При заправке дизелей приходится применять специально изготовленные подогреватели, опускаемые прямо в бочки, для предварительного разогрева топлива.

Особенно затруднительны наружные работы. Даже при кратковременном пребывании на открытом воздухе сильно охлаждаются легкие, появляется мучительный кашель, одышка, боли в груди. В периоды сильных морозов все наружные работы обычно сводятся к минимуму, пребывание на открытом воздухе ограничивается 15—20 мин. При температурах ниже -70° приходится пользоваться специальными масками для защиты лица и глаз от обморожения, приборами для предварительного подогрева вдыхаемого воздуха.

Низкие температуры вносят существенные изменения в структуру многих знакомых нам веществ и материалов. Так, керосин становится похожим на густую массу мокрого снега, специальные морозостойкие чернила превращаются в лед, дизельное топливо по своей консистенции напоминает густой, засахарившийся мед, резиновые шланги и провода ломаются, как стекло, от малейшего прикосновения. Железо делается хрупким.

В постоянной борьбе с суровой природой, в непрерывном преодолении трудностей проходят сейчас будни советских полярников, занимающихся изучением Антарктиды.

Получено по радио со станции Восток 14/IX 1959 г.

В. С. Игнатов



НЕОБЫКНОВЕННЫЙ АЙСБЕРГ

Край антарктического ледникового покрова, спускаясь в море, постоянно обламывается, в результате чего образуются многочисленные айсберги. Особенно много их в тех местах, где к побережью выходят так называемые ледниковые потоки, своеобразные ледяные реки в ледяных берегах. Они возникают в тех местах, где под ледниковым покровом в коренном ложе имеются ложбины, вытянутые по направлению к краю ледникового покрова. В пределах такой ложбины и мощность льда и скорость его движения возрастают, в результате чего и можно говорить о своеобразном ледниковом потоке.

В 1957 г. во время одного из полетов вдоль побережья Восточной Антарктиды в районе айсбергов, которые откололись от края ледникового потока — ледника Джонса, был обнаружен айсберг исключительно интересной формы. Его поверхность была изрезана узкими ложбинками глубиной около 50 см, разделенными гребнями, которые отстоят один от другого на 30—60 см. В длину ложбинки достигали 10—15 м. На участке шириной около 15 м насчитывалось более 30 ложбин.

Судя по тому, что прорезанный ложбинками лед содержал частицы горных пород, сорванные с поверхности, по которой лед недавно двигался, — это был перевернутый айсберг, так как в только что отколовшихся айсбергах лед с частицами горных пород находится глубоко под водой.

Вначале мы никак не могли объяснить возникновение ложбинок на поверхности айсберга. Пробовали связывать их с подводным таянием, но подводное таяние не могло дать островершинных гребней, да и выдержанность ложбинок никак нельзя объяснить подводным таянием. Только после того, как мы обследовали большое ко-

личество айсбергов вдоль края ледникового покрова, нам стало ясно, каким образом на поверхности айсберга появились ложбинки.

Дело в том, что, отколовшись от края ледникового покрова или ледникового потока, айсберги часто в течение ряда лет не выносятся в открытое море, а стоят недалеко от берега. Здесь они разрушаются, особенно интенсивно в летние месяцы, когда поверхность моря очищается от припая. Разрушаясь, айсберг теряет остойчивость и начинает наклоняться. Если равновесие нарушено внезапно, то айсберг может просто опрокинуться. Такие случаи не раз отмеча-



Перевернутый айсберг у края ледника Джонса.

лись в антарктических водах. Но в большинстве случаев айсберг разрушается и наклоняется постепенно. Волны, ударяясь об айсберг, разрушают лед, вырабатывают волноприбойную нишу. При медленном переворачивании айсберга действию волн подвергаются все новые и новые участки, на которых образуются волноприбойные ниши — ложбины.

Вероятно, нужны неключительные благоприятные условия, чтобы айсберг переворачивался постепенно, как бы небольшими толчками, в результате чего смогла образоваться целая серия ложбинок, так как обычно на айсбергах, в том числе и перевернутых, удается наблюдать не более одной — трех ложбин.

Поступила 12/IX 1959 г.

С. А. Ефремов



ПОЛЬСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ В АНТАРКТИКУ ОТЛОЖЕНА

Как сообщает Польское агентство печати, срок выезда научной экспедиции Академии наук Польской Народной Республики в Антарктику отложен на будущий год. Это решение принято государственными властями в связи с общегосударственной экономией средств, намеченной на 1959 г. Польская экспедиция направится в Антарктику в ноябре 1960 г.

И. Д.

Поступила 26/XI 1959 г.

КОРОТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Южноафриканская экспедиция в Антарктику. Министр иностранных дел Южно-Африканского Союза г-н Лоув на первой сессии Международной конференции по Антарктике в Вашингтоне заявил, что экспедиция его страны в составе 10 человек под руководством Г. Лагранжа отправится в Антарктику в ноябре 1959 г. и проведет там всю зиму 1960 г. Это будет первая экспедиция Южно-Африканского Союза на Антарктический материк. Базу для исследований южноафриканцам предоставляет Норвегия. База расположена по соседству с советской станцией Лазарев.

«Таймс», 16 октября 1959 г.

* * *

Поиски острова Стоунингтон. Предполагается, что в середине февраля 1960 г. английское научно-исследовательское судно «Джон Биско» и датское судно «Киста Дан» предпримут совместные поиски о. Стоунингтон, обозначенного на карте в 68°11' ю. ш., 67°00' з. д. и не обнаруженного в этом районе.

«Таймс», 13 октября 1959 г.

* * *

Новый антибиотик. При совместной работе американских и аргентинских ученых в Антарктике было замечено, что пингвины быстро погибают в неволе, если не получают той пищи, которой они питаются в естественных условиях.

В обычный для пингвинов рацион стали вводить небольшие морские водоросли, которые являются вновь открытыми антибиотиками, сильно действующими против определенных видов бактерий.

«Таймс», 16 октября 1959 г.

Поступила 10/XII 1959 г.

С. С.

БИБЛИОГРАФИЯ

Астапенко П. Д. Атмосферные фронты в Западной Антарктике. Метеорол. и гидрол., № 9, 1959, стр. 24—29.

Анализ особенностей атмосферных фронтов в Западной Антарктике по материалам исследований, проведенных в Международном центре погоды на станции Литтл Америка осенью и зимой 1958 г.

Афиногенов А. На двух полюсах. Новый мир, № 8, 1959, стр. 152—172.

Очерки о советских исследователях Арктики и Антарктики.

Барашев П. Р. Спутники Ориона. М., 1957, 147 стр.

Записки журналиста, участника антарктической экспедиции, о героической работе полярников, построивших Мирный.

Виноградов М. Е. О количественном распределении глубоководного планктона западной части Тихого океана и его связи с циркуляцией глубинных вод. Докл. Акад. наук СССР, т. 127, № 4, 1959, стр. 877—880.

Вялов О. С. Предварительные данные по геологии побережья Антарктиды между 89 и 107° в. д. Геол. сборн., Львовск. геол. об-во, № 4, 1957, стр. 187—195.

Сообщение об особенностях геологического строения побережья Антарктиды по материалам Советской антарктической экспедиции.

Вялов С. С. Работа ученых в Антарктиде. Вестн. Акад. наук СССР, № 9, 1957, стр. 41—45.

О работе Второй континентальной экспедиции по программе МГГ.

Гончаров И. Ант, Арк и Тика. Огонек, № 36, 1959, стр. 32.

Заметка о трех птенцах императорского пингвина, получивших имена Ант, Арк и Тика.

Гусев А. М. Советские исследователи в Антарктике. Вестн. Акад. наук СССР, № 3, 1957, стр. 82—89.

Краткий обзор весенних работ, проведенных советскими учеными на станциях Мирный, Пионерская и Оазис в период Первой континентальной экспедиции.

Гусев А. М. Научные базы в Антарктиде. Вестн. Акад. наук СССР, № 10, 1957, стр. 102—103.

Краткое сообщение о работах на станциях Мирный, Пионерская и Оазис во время Первой континентальной экспедиции.

Гусев А. М. и Русин Н. П. Метеорологическая характеристика внутреннего района Восточной Антарктиды по наблюдениям на станции Пионерская. Докл. Акад. наук СССР, т. 117, № 1, 1957, стр. 68—71.

В статье делается вывод о чрезвычайно суровом метеорологическом режиме на высокогорном плато Антарктиды по наблюдениям на Пионерской в период Первой континентальной экспедиции.

Живаго А. В. и Лисицын А. П. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктиды. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 1, 1957, стр. 19—35.

Результаты геолого-геоморфологических работ, выполненных во время первого рейса д/э «Обь» в восточном секторе Антарктики.

Клепиков В. В. Краткая гидрологическая характеристика условий плавания китобойной флотилии «Слава» в Антарктике в 1949/50 г. Ученые зап. Лен. высш. инж. мор. уч-ща, вып. 6, 1957, стр. 57—65.

Корт В. Г. Основные результаты первого рейса морской антарктической экспедиции Академии наук СССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. географ., № 2, 1957, стр. 3—12.

Мазурук И. П. На белой целине. Огонек, № 21, 1957, стр. 9.

Заметки участника Советской антарктической экспедиции.

Ногина Н. Молодежь шестого континента. Техника молодежи, № 7, 1957, стр. 4—6.

Очерк о молодых исследователях Антарктики.

Равич М. Г. Отогретая земля. Нева, № 11, 1957, стр. 152—157.

Популярный очерк об исследовании Советской антарктической экспедицией холмов Бангер-Хилс.

Шалимов А. И. К вопросу структурно-тектонического районирования Антарктиды. Докл. Акад. наук СССР, т. 116, № 4, 1957, стр. 667—670.

Описание структурных элементов различных районов Антарктиды на основе обработки материалов советских и иностранных исследований.

Щербаков Д. И. С новым геофизическим годом. Знание — сила, № 6, 1957, стр. 1—2.

Научно-популярный очерк о первых результатах исследования Антарктиды.

**Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
Главсевморпути Министерства Морского флота СССР
Информационный бюллетень Советской антарктической экспедиции, 16**

Редактор *Л. Г. Каплинская*

Техн. редактор *Л. П. Дрожжина*

Корректор *Е. П. Худякова*

М-20566. Подп. к печати 11/II 1960 г. Печ. л. 2,75. Уч.-изд. л. 2,98. Бум. л. 1,38.
Формат бумаги 60×92¹/₁₆. Тираж 1500 экз. Изд. № НТ/Л-424. Заказ № 59.

Ленинградское отделение издательства «Морской транспорт»,
ул. Герцена, 36.

7-я типография издательства «Морской транспорт».
Ленинград, ул. К. Заслонова, 30.

ДЛЯ АВТОРОВ

1. *Посылаемые в редакцию статьи должны быть перепечатаны на машинке (на одной стороне листа через два переката).*

2. *Количество иллюстраций должно быть по возможности ограничено. Каждый рисунок должен быть размечен в тексте статьи и иметь полный текст подписи.*

Штриховые рисунки (чертежи, диаграммы, кривые и пр.) представляются в виде эскизов с четким обозначением всех букв, знаков и надписей.

Фотографии должны быть контрастными, размером не меньше чем 9×12.

Картографический материал сдается в готовом виде; не допускается присылка отдельно топографической основы и отдельно нагрузки. В случае представления основы, требующей упрощения, на ней должно быть точно указано, какие элементы не подлежат перечерчиванию.

3. *Цитируемая литература должна быть дана общим алфавитным списком в конце статьи и заключать фамилию и инициалы автора, название работы, в каком издании опубликована, том и выпуск издания, место и год издания.*

4. *Все математические обозначения и формулы должны быть написаны совершенно четко чернилами в основном тексте, а также на отдельной странице, куда выносятся только формулы, идущие отдельной строкой. Все буквенные обозначения (малые и большие буквы, имеющие одинаковое и сходное написание, например, О и о, С и с, S и s и др.) должны быть объяснены выноской на полях статьи.*

5. *Размер статьи не должен превышать 5 страниц на машинке.*

6. *К рукописи должен быть приложен перевод на английский язык названия работы, фамилии и инициалов автора.*

7. *На каждой рукописи должны быть указаны адрес автора, фамилия, имя и отчество (полностью).*

8. *Корректуры статей авторам не посылаются.*

9. *Представленная в редакцию рукопись считается окончательной и никаким изменениям и дополнениям не подлежит. Редакция сохраняет за собой право делать необходимые редакционные дополнения или сокращения.*

10. *Рукописи направлять по адресу: Ленинград, Д-104, Фонтанка, 34, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, редакция «Бюллетеня Советской антарктической экспедиции».*

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА**

В ы п у с к 21

В. А. КРАШЕНИННИКОВ

**ЭЛЬФИДИИДЫ
МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОДОЛИИ**

**ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 21

В. А. КРАШЕНИННИКОВ

ЭЛЬФИДИИДЫ
МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОДОЛИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1960

Ответственный редактор
Д. М. ПАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе рассматривается круг вопросов, связанных с родом *Elphidium* из семейства Elphidiidae, а именно: морфология раковинок и систематическое положение этого рода, отношение рода *Elphidium* к условиям обитания, его стратиграфическое распространение и значение для корреляции геологических разрезов, различные типы изменчивости раковинок.

Кроме того, описано 22 вида рода *Elphidium* и 2 вида рода *Canalifera*.

Основой для монографии послужил материал, собранный И. К. Королюк и автором в 1947—1948 гг. Полевые исследования охватывали зону литотамниевых рифов Толтрового кряжа в Хмельницкой (бывш. Каменец-Подольской) области Украинской ССР, а также районы, прилегающие к гряде рифов с запада (Тернопольская область) и с востока. По возрасту исследованные отложения относятся к тортонскому и сарматскому ярусам миоцена.

Основная часть работы выполнена в ГИН АН СССР (1951—1953 гг.) и в известной мере является продолжением работы И. К. Королюк о Подольских Толтрах, характеризуя их с точки зрения микрофауны.

Микрофауна миоценовых отложений юго-западной части нашей страны до последнего времени была изучена очень слабо. Некоторые сведения о микрофауне приведены в работе одного из первых русских палеонтологов Э. Эйхвальда (1850) и в ряде статей П. Тутковского (1892, 1894, 1898). Положение значительно изменилось после Великой Отечественной войны с появлением работ Ф. Путри (1950), И. Венглинского (1948, 1953), Л. Пишвановой (1950), М. Серовой (1955), В. Э. Ливенталь (1953). Однако большинство этих авторов исследовало районы Предкарпатья и Закарпатья, и только работа М. Серовой частично посвящена микрофауне миоценовых отложений юго-запада Русской платформы. Между тем фораминиферы Подолы представляют большой интерес. Они качественно очень разнообразны, встречаются в громадных количествах, а обычно хорошая сохранность их позволяет решить с помощью этого материала ряд практических и теоретических вопросов.

В тортонских и сарматских отложениях Подолы наиболее широким развитием среди фораминифер пользуются виды рода *Elphidium*. Очень часто они встречаются также в других частях Советского Союза (Крымско-Кавказская область, Предкарпатье) и за его пределами. Это и заставило нас обратить особое внимание на представителей данного рода.

Рисунки фораминифер выполнены художником А. М. Ратниковым, микрофотографии — А. И. Никитиным. Коллекция голотипов и оригиналов видов фораминифер хранится в Геологическом институте АН СССР.

В процессе работы мною были использованы многочисленные советы Д. М. Раузер-Черноусовой, за что автор приносит глубокую благодарность.

Считаю также своим долгом выразить благодарность А. К. Богдановичу, И. К. Королук и М. Я. Серовой, которые, ознакомившись с работой в рукописи, дали ряд весьма ценных указаний.

Глава I

МЕТОДИКА РАБОТЫ

Особенности литологического состава отложений торгона и сармата в известной мере определили своеобразие методики исследования. В Подолии, наряду с рыхлыми песчано-глинистыми осадками и слабо уплотненными известняками, большим развитием пользуются твердые и плотные биогермные известняки. Если из первых микрофауна выделялась обычным путем — отмучиванием, то в твердых и плотных породах ее можно изучать только в прозрачных шлифах. Так как определение мезо-кайнозойских фораминифер ведется по внешним признакам, диагностика их в шлифах осадочных пород очень затруднительна. Представить себе по внешним признакам внутренние видовые признаки раковины трудно, иногда просто невозможно. Чтобы иметь возможность сравнивать состав фораминифер из плотных рифовых и из слоистых пород и рыхлых осадков, приходилось изготавливать ориентированные шлифы выделенных из породы раковин фораминифер, принадлежащих к некоторым наиболее распространенным в миоцене Подолии родам и видам. Определив раковину до вида и расшлифовав ее, мы устанавливали затем характерные внутренние признаки этого вида и на основании полученных данных вели определения фораминифер в шлифах осадочных пород.

В отношении рода *Elphidium* мы пришли к выводу о том, что каждый из видов *Elphidium* может быть точно определен по двум сечениям — продольному и поперечному, которые довольно часто встречаются в одном и том же шлифе. При одном сечении наиболее пригодными для определения являются поперечные сечения, где можно учитывать форму камер, их число, изогнутость перегородок, характер возрастания высоты оборотов, расположение шипов (если они есть), размеры камер и раковины. Менее пригодны продольные (осевые) сечения, но и в них можно определить ряд видов.

Метод определения «мелких» фораминифер в шлифах в той или иной степени применим и к видам других родов (для некоторых форминифер это уже доказано Б. М. Келлером, 1946), причем степень применимости метода может быть установлена только путем дальнейших работ в этом направлении. Но уже сейчас можно сказать, что изучение признаков внутреннего строения раковин делает доступным исследование микрофауны из плотных известняковых пород. В этом заключается практическая ценность метода изучения «мелких» фораминифер в шлифах. В настоящее время известняковые толщи мезозоя и кайнозоя нередко являются для микропалеонтолога по сути дела «немыми».

Метод изучения мезо-кайнозойских фораминифер в шлифах имеет также огромное теоретическое значение. В современных классификациях фораминифер разных авторов генетическая близость семейств и родов

часто вызывает возражения или является проблематичной. Объясняется это прежде всего тем, что в большинстве случаев изучались внешние признаки строения раковин, а о внутреннем строении и о микроструктуре стенки данных несравненно меньше. Но такой метод изучения является односторонним. В шлифах мы можем наблюдать столь существенные черты внутреннего строения раковины и ее стенки, что они заставляют менять наше представление о систематическом положении данного рода, построенное на основании изучения внешней структуры раковины. Именно так обстояло дело в нашем материале с родом *Elphidium*.

Не следует забывать и о конвергенции. На примере рода *Elphidium* легко убедиться, какой степени совершенства достигает конвергентность признаков у фораминифер: при почти полном тождестве внешних признаков под этим названием, как оказалось, понимались роды, имеющие весьма отдаленное отношение друг к другу. Их глубокое различие легко устанавливается по внутренним признакам в строении раковины.

Применение шлифов позволяет также проследить онтогенетические изменения у фораминифер и изменения, связанные с половым диморфизмом.

Наряду с изучением морфологии раковин фораминифер в прозрачных шлифах очень полезно применение пришлифовок. Род *Elphidium* имеет симметричную раковину. Поэтому, сошлифовав половину раковины, мы получили возможность наблюдать внутреннее строение раковины в поперечном сечении, проходящем через начальную камеру, перевернув же пришлифовку, могли выяснить внешнюю структуру. Однако этот метод имеет свои недостатки: рассматривая в микроскоп пришлифовку с одной стороны (со стороны предметного стекла), нельзя прибегать к очень большому увеличению.

Дополнением к основным методам изучения морфологии фораминифер служит метод последовательного взламывания камер раковинки при помощи препаровальной иглы.

Несомненно, комплексное изучение внутренних и внешних признаков строения раковины, микроструктур стенки раковины, изменений морфологии в процессе онтогенеза позволит с несравненно большей полнотой выяснить как самую морфологию, так и филогенетические взаимоотношения фораминифер. Небезынтересно поэтому привести высказывание английского микропалеонтолога прошлого века Карпентера о методике изучения фораминифер. Более ста лет тому назад В. Карпентер писал, что «морфология раковины может быть правильно понята только тогда, когда изучение внешних признаков сочетается с изучением раковины в прозрачных шлифах под микроскопом, а также ведется наблюдение над внутренними ее частями, которые обнажаются путем последовательного взламывания более поздних камер» (Carpenter, 1850).

Отход от этой методики приводил к недостаточно глубокому познанию морфологии фораминифер и к созданию малообоснованных схем классификации, как это видно на примере классификаций фораминифер ряда иностранных микропалеонтологов.

Процесс шлифования раковин «мелких» фораминифер особых технических трудностей не представляет, требуется лишь небольшой навык в этом деле. Так как все три этапа метода шлифования — заделка раковин в балзам, собственно шлифование и изготовление микроскопического препарата — подробно разобраны А. К. Богдановичем (1937, 1952), также как и практическое использование метода, нет нужды останавливаться на этом еще раз. В качестве добавления укажем на некоторые из приемов, которыми мы пользовались при шлифовании фораминифер.

Чрезвычайно важным моментом при шлифовании является придание раковине строго определенного положения. Для этого нагретое предметное стекло с расплавленным канадским балзамом быстро помещают под

бинокляр и с помощью препаровальной иглы раковину приводят в нужное положение. За очень небольшой промежуток времени расплавленно-го состояния балъзама требуется провести целый ряд операций: перенести нагретое стекло от горелки к бинокляру, поймать объект в поле зрения, навести бинокляр на фокус и только затем уже придать раковине нужное положение. Непосредственно ориентировку раковины приходится вести в условиях быстро остывающего балъзама густой консистенции, что сильно мешает нормальному ходу работы, влияя на точность ориентировки. Применение раскаленной препаровальной иглы также довольно неудобно, так как она быстро остывает и балъзам начинает прилипать к ней. Чтобы избежать этих неудобств и не иметь дела с жидким балъзамом, который при остывании может оказаться недостаточно твердым для шлифования, приходилось поступать следующим образом. Под объектив бинокляра помещали слабо нагретую бронзовую или чугунную пластинку, на которую клали предметное стекло с балъзамом и раковинкой фораминиферы. Пластинку нагревали настолько слабо, что стекло не лопалось, а балъзам лишь слегка расплавлялся. В этом случае микропалеонтолог не ограничен временем и может идеально точно ориентировать раковину в нужном ему положении (без нагревания иглы). Описанный способ очень удобен и тогда, когда пришлифованную раковину нужно перевернуть на другую сторону. Для этого предметное стекло с пришлифованной раковиной без подогревания на спиртовке помещают на слабо нагретую металлическую пластинку. Балъзам слегка расплавляется, и при помощи иглы раковину осторожно переворачивают. В этом случае мы также не ограничены временем и можем привести раковину в заданное положение, а идеально точная ориентировка раковины здесь особенно необходима.

Для изучения внутреннего строения раковины и в особенности стенки толщина шлифа должна быть минимальной (измеряться сотыми долями миллиметра). Признаком достижения большой тонкости шлифа может служить предельно четкая (не расплывчатая по краям) окружность, которая получается от сечения плоскостью шлифа начальной камеры раковинки фораминифер, а также очень высокая интерференционная окраска кристалликов кальцита в стенке раковины.

В процессе работы были использованы и современные виды фораминифер. Часть материала была собрана нами в Белом море, в районе Беломорской биостанции, часть получена с Мурманской биостанции (Баренцево море) и из дальневосточных морей Советского Союза. Параллельное изучение современных и ископаемых фораминифер позволило лучше понять морфологию корненожек и их зависимость от условий обитания.

Глава II

МОРФОЛОГИЯ РОДА *ELPHIDIUM*

Представители рода *Elphidium* широко распространены в неогеновых и четвертичных отложениях и пользуются почти всемирным распространением в современных морях и океанах. Частая встречаемость и своеобразное строение раковины рано привлекли внимание зоологов и палеонтологов к этому роду. Первые изображения *Elphidium* относятся к 1665 г. (Гук) и к 1702 г. (Левенгук), а первое описание их было дано в 1758 г. Линнеем под родовым именем *Nautilus*. Под этим названием род был известен от Линнея до Ламарка, будучи неоднократно описан и изображен Уокером, Сольдани, Фихтелем, Моллем, Монтегю, Дильуином и другими исследователями конца XVIII и начала XIX столетий.

Его отличие от *Nautilus* было установлено только в 1822 г. Ламарком. Ламарк дал ему наименование *Polystomella*, по-видимому, под впечатлением ямок на поверхности раковины, которые он считал устьями проходов, ведущих непосредственно в полости камер¹.

В «Истории беспозвоночных» Ламарк так определяет морфологию *Polystomella*: «Раковина дискоидальная, многокамерная, из смежных оборотов, не видимых снаружи, лучистая с поверхности вследствие бороздок или ребер, которые пересекают обороты. Апертура состоит из многочисленных отверстий, расположенных на разных частях раковины».

После Ламарка род был описан д'Орбиньи (d'Orbigny, 1826, 1846), который унаследовал идею особенностей строения *Polystomella*. Д'Орбиньи отмечает на внешней поверхности каждого сегмента раковины поперечные возвышающиеся зубчики, разделенные вытянутыми углублениями. В этих углублениях (fossettes) имеются проходы, устанавливающие непосредственную связь внешней среды с полостью камер. Наличие многочисленных апертур на последней камере и на боках раковины является, с точки зрения д'Орбиньи, специфическим признаком, позволяющим отличить *Polystomella* от всех других родов наutilusоидей. Что касается зубчиков, то на внутренней стороне раковины им соответствуют желобки, один конец которых превращен в трубку за счет пластинки, отходящей от септы. Эти трубки являются «слепыми тупиками» («culs de sac») и не служат для сообщения смежных камер.

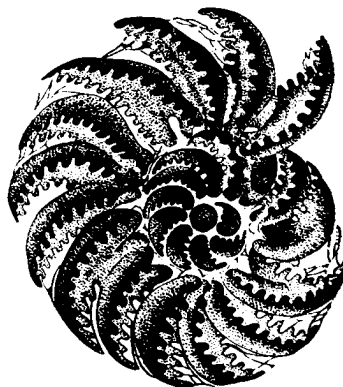
Шультце (Schultze, 1854) также утверждает, что между каждым из зубчатых возвышений стенки проходит вдоль клинообразная трещина (Schlitze), которая наиболее узка при приближении к септальной пла-

¹ Под этим названием род был известен до 1927 г., когда Кэшмен на основании закона приоритета переименовал его в *Elphidium*. Это название было дано в 1808 г. Монфором (Montfort, 1808).

стине, вблизи которой она проникает внутрь полости камеры и расширяется там, где зубчики сливаются с гладкой стенкой раковины. Шульце, подобно предыдущим исследователям, считал зубчатые возвышения камер полыми трубками, замкнутыми на одном конце.

Путем растворения известковой раковины *Polystomella striato-punctata* (Ficht. et Moll) он получал прекрасные экземпляры мягкого тела, где хорошо видны отростки протоплазмы, заполнявшие трубочки (фиг. 1).

Иную интерпретацию строения раковины *Polystomella* находим у Уильямсона (Williamson, 1858), который вел наблюдения над *Polystomella crispa* (Linné), как и д'Орбиньи. В отличие от последнего Уильямсон считает, что ни в один период роста раковины не имеется отверстий в углублениях (fossettes) внешней стенки и что, следовательно, непосредственная связь окружающей среды и полости камер осуществляется только через апертуру. Стенка раковины покрыта лишь мириадами пор, которые никоим образом нельзя смешивать с крупными отверстиями в стенке, так как функциональное значение тех и других резко различно. Поперечные возвышающиеся зубчики, названные Уильямсоном септальными мостиками (septal bridge), рассматриваются им, как и д'Орбиньи, в качестве трубок, заканчивающихся слепо. Таким образом, некоторые черты строения, свойственные *Polystomella crispa* (L.), были установлены этим ученым довольно правильно (отсутствие устьевых отверстий в углублениях стенки).



Фиг. 1. *Elphidium striato-punctatum* (Ficht. et Moll), освобожденный от раковины (по Шульце); $\times 225$.

Совершенно иную картину внешнего и внутреннего строения дают Карпентер (Carpenter, 1861) и Бючли (Bütschli, 1880) на примере *Polystomella craticulata* (Ficht. et Moll). Внешне раковина этого вида характеризуется крупными размерами и большим умбональным диском дополнительных отложений, занимающим $\frac{3}{5}$ диаметра раковины, многочисленными камерами с двумя рядами отверстий, вытянутыми параллельно септальным швам (табл. I, 1a, 1б). Стенка раковины обладает гофрированным сложением, т. е. на поверхности ее имеются выступы — септальные мостики (табл. I, 2d), разделяемые углублениями, в которых и открываются отверстия. На внутренней стороне стенки имеются серии желобков, соответствующих септальным мостикам. Но эти желобки не превращаются в трубочки при помощи пластинки, отходящей от септы. Для внутреннего строения раковины характерно большое число очень низких оборотов (11 у микросферических особей, 5—6 — у макросферических) и главным образом сложная система каналов. Она состоит из двух спиральных каналов (табл. I, 2a; 4b; 5), которые проходят в местах присоединения каждого последующего оборота к предыдущему и начинаются из лакун, расположенных в плотном ядре у эмбриональной камеры (табл. I, 5). Спиральные каналы сообщаются друг с другом серией меридиональных каналов (табл. I, 2b; 4c), проходящих в септальных перегородках в местах их присоединения к стенке раковины. От меридиональных каналов отходят наружу последовательные пары разветвляющихся каналов (табл. I, 3d), открывающиеся на поверхности раковины двумя рядами отверстий. Внутри от меридионального канала также отходят каналы; они тянутся до базального края септы (табл. I, 3k). При их

помощи осуществляется связь с более старыми частями раковины. Ядро раковины пересечено прямыми трубками, начинающимися в спиральном канале и выходящими на поверхность (табл. I, 2, c; 4, e).

Карпентер также исследовал *Polystomella crispa* (L.) с целью установления аналогичной системы каналов. Он отмечает, что этот вид обладает каналами, расположенными по плану *Polystomella craticulata* (F i c h t. et M o l l), но гораздо хуже развитыми. Подобное отличие Карпентер объясняет слабым развитием дополнительного скелета. Отметим, что шлифование *Polystomella crispa* (L.) производил Уильямсон, но каналов не обнаружил.

Данные Карпентера и Бюкли о строении *Polystomella* наиболее распространены и вошли в литературу. Что касается палеонтологов XX в., то некоторые из них, как, например, Чэпмен (Chapman a. Parr, 1936), Геллоуэй (Galloway, 1933), Глесснер (Glaessner, 1948), всецело разделяют мнение Карпентера; другие исследователи, например, Кэшмен (Cushman, 1928, 1939, 1948), склоняются к первоначальному мнению д'Орбиньи, допуская существование сложной системы каналов только у высокоразвитых форм. Кэшмен считает септальные мостики (septal bridge, «retrol processes») простыми выступами стенки, а разделяющие их ямки — прямыми отверстиями в полость камеры. Эволюция рода *Elphidium* заключается, по его мнению, в удлинении септальных мостиков и в превращении мелких ямок (по терминологии Кэшмена — pore) в крупные, вытянутые отверстия (opening).

Н. А. Волопинова (1952) рассматривает род *Elphidium* как высокоорганизованного представителя фораминифер благодаря развитию сложной системы внутренних каналов, а именно: в пупочной области раковинки допускается существование двух спиральных каналов — по одному на каждой стороне раковины, соединенных меридиональными интерсептальными каналами. Последние связаны с наружной средой посредством коротких трубок, открывающихся на поверхности раковины вдоль септальных швов в виде одного или двух рядов (при раздвоении трубок) септальных ямок. Септальные мостики считают простыми выступами стенки раковины.

Этот далеко не полный перечень работ говорит о том, сколь неодинаковы воззрения на строение рода *Elphidium* и как они менялись со временем.

Ближайшее знакомство с представителями рода *Elphidium* из миоценовых отложений Подольи показывает, что они имеют мало общего с *Elphidium craticulatum* (F i c h t. et M o l l). Отнесение этой формы к роду *Elphidium* (тип рода *Elphidium macellum*) является ошибкой, и, следовательно, представления о строении рассматриваемого рода, базирующиеся на данных Карпентера и Бюкли, недостаточно точны. Все собранные виды отличаются от *Elphidium craticulatum* (F i c h t. et M o l l) и внешними, и внутренними признаками: у них нет двух рядов отверстий на поверхности камер, иным является внешний вид раковины, число оборотов раковины в 4 раза меньшее, наконец, у них не обнаружено четко выраженной своеобразной и сложной системы спиральных и меридиональных каналов. Ясные спиральные каналы были обнаружены у *Elphidium eichwaldi* B o g d., *Elph. clarum* sp. nov., но изучение строения их раковины показало, что они относятся к другому роду.

Наши исследования миоценовых видов рода *Elphidium* под бинокулярном и в шлифах показали, что эти виды не представляют единой группы, которая характеризовалась бы одинаковым планом строения, но распадаются на 3 морфологических типа, к характеристике которых мы и переходим.

ПЕРВЫЙ ТИП

К первому типу относится типичный вид рода *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), а также большинство представителей рода: *Elph. crispum* (L.), *Elph. regina* (d'Orb.), *Elph. listeri* (d'Orb.), *Elph. hauerinum* (d'Orb.), *Elph. antonina* (d'Orb.), *Elph. angulatum* (Egger), *Elph. joukovi* Ser., *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. echinus* Ser., *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. multacamerum* sp. nov., *Elph. ukrainicum* sp. nov., *Elph. latuorum* sp. nov., *Elph. inclarum* sp. nov., *Elph. mucrolegana* Ser., *Elph. (?)stellans* sp. nov., *Elph. ungeri* (Reuss), *Elph. mirandum* sp. nov., *Elph. ferrentegrnulum* sp. nov., *Elph. ligatum* sp. nov.

Все названные виды обладают спирально-плоскостной, симметричной, шнеллютной, многокамерной раковиной. Разделяющие камеры септальные перегородки обладают интересной особенностью: они состоят из двух пластин в своей периферической части. Основная перегородка (возможно, ранее образовавшаяся) утолщенная, равномерно выпуклая; дополнительная перегородка (возможно, образовавшаяся позже) гораздо более тонкая, неправильно изгибающаяся. Последняя может проходить до половины высоты камеры, прежде чем слиться с основной. Чем крупнее раковина, тем больше высота камер, тем длиннее дополнительная перегородка. В небольших по размеру раковинках, у которых камеры низкие и почти радиальные, дополнительная перегородка очень короткая или совсем отсутствует. Такое строение перегородок приводит к образованию в их периферических частях интересепальных полостей, которые, по-видимому, не аналогичны интересепальным каналам. В пространстве между основной и дополнительной перегородками обычно имеются тонкие перемычки. Функциональное значение описанного строения перегородок у вида рода *Elphidium* заключается, возможно, в том, что это делает конструкцию периферических частей раковины более прочной (табл. II, 4).

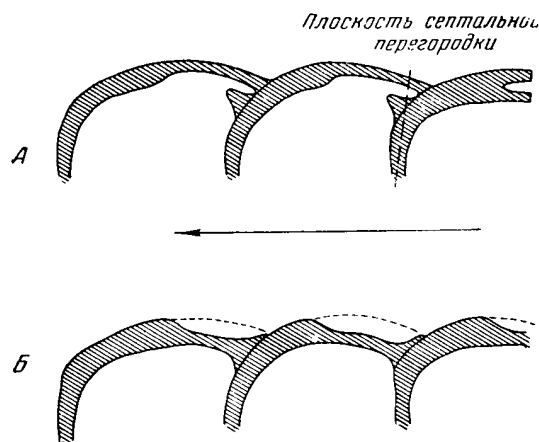
Стенка раковины многослойная, стекловидная, характеризуется неясно-радиальнолучистой микроструктурой (Крашенинников, 1956). Стенка состоит из удлиненных кристалликов червеобразной формы толщиной 1 м (преобладают) — 2 м. Длина кристалликов в несколько раз превышает их толщину (до 10 : 1), но вместе с тем они столь коротки, что в толщине стенки укладывается 3—5, а иногда и большее число кристалликов. При общем радиальном направлении кристаллы образуют сложные изгибы и отклонения, что в сочетании с микроскопическими псевдосферолитами и приводит к образованию спутанноволокнистой микроструктуры, названной выше неясно-радиальнолучистой.

Наиболее важным и значительным признаком рода *Elphidium* является строение стенки, ее макроструктура¹. На внешней (наружной) стороне стенки раковины перпендикулярно к септальным швам прекрасно видны чередующиеся выступы, или септальные мостики, и углубления между ними вытянутой формы, или ямки. Септальные мостики представляют собой полые цилиндрические трубки в стенке раковины (табл. II, 2). Трубки замкнуты на одном из концов, т. е. оканчиваются слепо, как это схематично показано на фиг. 2. Полые мостики не служат средством сообщения между смежными камерами. Стенка каждой последующей (более позднеобразованной) камеры охватывает часть предыдущей, как бы слегка облекая ее. Благодаря этому стенка раковины в области септальных швов оказывается утолщенной, т. е. более прочной. Если прове-

¹ В данном случае приходится говорить о микроструктуре стенки, которая определяется ориентировкой и размерами кристалликов кальцита, и о макроструктуре стенки, которая связана с наличием в стенке раковины полых септальных мостиков, разделенных ямками.

сти плоскость септальной перегородки, то полая трубка будет лежать по ту и по другую сторону от нее. Следовательно, полая трубка действительно является «мостиком», перекинутым из одной камеры на другую (хотя он находится в стенке только одной камеры).

Септальные мостики протягиваются параллельно поверхности стенки камеры, но так как сама стенка выпуклая, то положение мостика несколько наклонное, и он слегка изогнут. Длина септальных мостиков сильно меняется у разных видов и в значительной степени зависит от выпуклости стенки: у видов *Elphidium* со вздутой камерой мостики короткие,



Фиг. 2. Положение септальных мостиков и ямок в стенке раковинки *Elphidium*.

А — разрез через септальные мостики; Б — разрез через смежные септальные ямки. Стрелкой показано направление роста раковины.

в случае плоской стенки мостики длинные, — они почти достигают последующей перегородки.

Полые цилиндрические трубки отчетливо выражены в рельефе в виде вытянутых возвышений на внешней стороне раковины, делая часть стенки гофрированной (табл. II, 1, а, 1, б). Внутренняя сторона стенки ровная и гладкая, но в месте присоединения ее к предыдущей камере она также делается рельефной: узкие возвышения разделены небольшими щелевидными желобками. В месте присоединения стенки камеры к предыдущей камере хорошо наблюдается ряд ямок (фиг. 2, А). Именно эти углубления

были приняты д'Орбиньи, Шульце и Уильямсоном за отверстия полых септальных мостиков, которые, по Шульце, заполнялись отростками протоплазмы («ретральные отростки» протоплазмы) (см. фиг. 1).

Участки стенки между цилиндрическими трубками септальных мостиков, т. е. ямки, оказываются наиболее тонкими частями раковины и, следовательно, наименее прочными. Поэтому пористость ямок и септальных мостиков неодинакова. Стенка раковины как в ямках, так и в септальных мостиках пронизана тончайшими порами, идущими нормально к поверхности. Эти поры практически не наблюдаются в тангенциальных сечениях, но хорошо видны в предельно тонких осевых и поперечных сечениях, где они выступают в виде тончайших темных полосочек (порода) между более светлыми полосками (кристалликами кальцита стенки раковины). Но септальные мостики в своей наружной части у некоторых видов несут гораздо более грубые поровые отверстия, прекрасно наблюдаемые в тангенциальных сечениях (табл. II, 3). Подобные поровые отверстия отсутствуют в ямках; тем самым достигается увеличение прочности этих участков стенки раковины.

Таким образом, раковинки *Elphidium* были окружены не только тончайшими нитевидными псевдоподиями, но и сетью более крупных протоплазменных тяжей. По-видимому, это имело очень большое значение для микроорганизма. Наличие мощных локомоторных органелл делало его более подвижным, а с другой стороны, позволяло крепче прикрепляться псевдоподиями к грунту, препятствуя отрыву раковинки от грунта при волнениях.

Гофрированность, или тонкая ребристость стенки должна делать ее

более прочной в механическом отношении, и это явление можно наблюдать у целого ряда фораминифер из различных семейств: пенероплиды, альвеолиниды, многие булиминиды. У миллиолид встречается как продольная ребристость, так и поперечная гофрированность стенки. Аналогичное явление можно встретить у роталиид и лягенид. Но в несравненно большей степени прочность стенки увеличивается, когда вся она, будучи ребристой с поверхности, пронизана полыми трубками. И если ребристость и гофрировка стенки встречается у фораминифер из самых разнообразных семейств, то наличие полых септальных мостиков в стенке раковины свойственно только роду *Elphidium* и непосредственно близким (родственным) ему формам. Раковина рода *Elphidium* обладает изящной, прочной и легкой конструкцией. Этот род дает прекрасный пример прогрессивного развития фораминифер, заключающегося в формировании наиболее прочной раковины при наименьшей затрате строительного материала. Подобное развитие находится в тесной зависимости от условий жизни, весьма неблагоприятных для существования большинства других фораминифер, а именно участков морского дна с подвижным, незакрепленным грунтом и со значительной гидродинамической активностью водных масс.

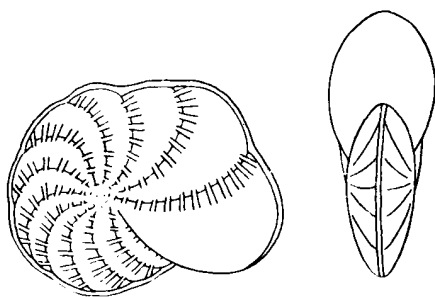
В районе Беломорской биостанции мы наблюдали, что раковины *Elphidium* из грубых песков литорали и частично сублиторали весьма часто несут следы механического повреждения, причем стенка всегда проломана в септальных ямках, а септальные мостики всегда целы. Это подтверждает мнение о том, что трубчатые полые мостики являются наиболее прочной частью стенки. На глубине 8—10 м раковины *Elphidium* обычно не деформированы. Вполне возможно, что исследователи, которые сообщали об отверстиях септальных ямок, ведущих непосредственно в полость камеры, были введены в заблуждение подобными механическими повреждениями септальных ямок. В тех образцах, где повреждены раковины *Elphidium*, были также поломаны раковины *Eponides* и *Nonion*. Интересно, что проломы (в виде трещин) шли параллельно септальным перегородкам в месте их присоединения к стенке раковины. Следовательно, это наиболее уязвимое, наиболее слабое место раковины. Не поэтому ли стенка укрепляется здесь септальными мостиками у *Elphidium* или разнообразными по форме отложениями дополнительного скелета вдоль швов (у *Nonion*, кристеллярий и т. д.)?

Инволютная раковина рода *Elphidium* всегда плотно свернута, и заметного углубления в пупочной области обычно не образуется. Лишь у отдельных видов (*Elph. crispum* (L.), *Elph. microelegans* S e r.) образуется довольно узкий глубокий пупок, но он обязательно заполняется дополнительными отложениями прозрачного кальцита. Это образование получило у разных авторов название «стекловидного» колпачка, пупочной шишки или умбонального диска. На поверхности колпачка видны округлые ямки. В шлифах можно наблюдать, как от ямок в глубь раковины тянутся тонкие трубкообразные проходы, которые, очевидно, служили для выхода на поверхность протоплазмы из внутренних частей раковины. Необходимо заметить, что у двух вышеуказанных видов *Elphidium* углубленный пупок, занятый «стекловидным» колпачком, не есть следствие эволютности раковины. Раковина остается инволютной, обороты полностью объемлют друг друга. Поэтому дело здесь обстоит совсем иначе, чем у «*Elphidium*» *craticulatum* (F i c h t. et M o l l), где большой «стекловидный» колпачок занимает широкий и глубокий пупок раковины, у которой обороты слабо объемлют друг друга (табл. I, 1, 2).

Устье видов *Elphidium* представляет собой ряд мелких округлых отверстий (6—18) в основании септальной перегородки (дырчатое устье). Но у многих экземпляров этих же видов можно наблюдать 2—3 ряда

отверстий вплоть до того, что вся устьевая поверхность становится прободенной. В последнем случае мы имеем дело уже с другим типом устья — ситовидным устьем. Экземпляры *Elphidium* с ситовидным устьем не представляют редкости, и в нашем материале встречались почти в каждом образце, хотя они всегда уступают экземплярам с устьями обычного типа. Если последовательно взламывать препаровальной иглой камеры раковин с ситовидным устьем, то можно наблюдать, как оно постепенно сменяется двумя-тремя рядами отверстий и далее превращается в обычное, однорядное. Иногда такая смена протекает довольно быстро (через 6—7 камер), иногда однорядное устье появляется только в первом обороте. Ситовидное устье не является новоприобретенным и закрепившимся в процессе онтогенеза признаком, свойственным всем особям определенных видов *Elphidium*. Действительно, изменение устья наблюдается у микро- и макросфе-

рических поколений многих видов *Elphidium*, но большинство микро- и макросферических особей тех же самых видов *Elphidium* характеризуется обычным, однорядным, устьем на самых последних стадиях своего индивидуального развития. Различное строение устья представляет внутривидовую изменчивость и не имеет таксономического значения. Более подробно этот вопрос разбирается нами в отдельной статье (1958), там же приводятся литературные данные о другом — щелевидном — типе устья у некоторых видов *Elphidium*.



Фиг. 3. *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll) var. *tumidocamerale* Bogd. (по А. К. Богдановичу).

В заключение остановимся на форме последних камер, иногда заметно отличающихся от предыдущих. У отдельных экземпляров *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll) конечные камеры (3—4) последнего оборота резко возрастают в длину и ширину, становятся вздутыми. Обычно они занимают половину оборота, в предшествующей половине число камер в 2 раза большее. Периферический край из острого превращается в округлый. Но длина септальных мостиков не изменяется, и теперь они занимают меньшую часть камеры. В свое время подобные экземпляры были выделены А. К. Богдановичем (1932) в особый вариант: *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll) var. *tumidocamerale* (фиг. 3).

На обширном подольском материале можно было заметить, что это явление свойственно не только *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), но и ряду других видов: *Elphidium fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. joukovi* Ser. и др. Вряд ли можно допустить такой параллелизм в развитии видов и выделять в каждом случае аналогичный вариант. Небольшое удлинение и расширение двух—четырех последних камер можно отметить у отдельных экземпляров почти всех видов *Elphidium*, встреченных в нашем материале. Наряду с этим обычны раковины с камерами, ничем не отличающимися от предыдущих камер. В чем же причина этого явления?

Раковины с увеличенными последними камерами представлены небольшим числом экземпляров почти всех видов *Elphidium*. Эти отклонившиеся по своей морфологии особи встречаются на тех же стратиграфических уровнях, что и типичные экземпляры тех же самых видов *Elphidium*. Следовательно, стратиграфического значения они иметь не могут, и с этой точки зрения нет необходимости выделять их в особые варианты.

Причины возникновения экземпляров с крупными последними камерами отражают не эволюционное развитие видов, а какие-то стороны биологии этих микроорганизмов. Резкое изменение формы последних камер объясняется, скорее всего, процессом размножения. Наблюдения Мейерса (Myers, 1943) над размножением *Elphidium crispum* (L.) показывают, что перед этим в протоплазме увеличивается обмен веществ; результатом является быстрый рост раковины путем возникновения новых камер. После того как прибавилось от двух до четырех новых камер, наступает стадия размножения, и материнская особь погибает. Вполне естественно, что последние камеры будут несколько отличаться от всех предыдущих. Как отмечает Мейерс, они становятся длиннее и шире, а периферический край раковины в месте изменения формы камер делает изгиб. Поэтому можно предполагать, что раковины с увеличенными последними камерами в нашем материале принадлежат фораминиферам, достигшим стадии размножения, а раковинки с обычными камерами принадлежат особям, которые погибли до того. Число первых значительно уступает фораминиферам, погибшим до наступления стадии размножения. Раковины с сильно вздутыми последними камерами (форма «*tumidocamerale*»), по-видимому, представляют какие-то своеобразно развившиеся раковинки эльфинидумов, достигших периода размножения.

ВТОРОЙ ТИП

Ко второму морфологическому типу относится только один представитель — «*Elphidium*» *eichwaldi* B o g d. По внешним признакам строения этот вид ничем не отличается от описанных представителей рода *Elphidium*. Он также имеет спирально-плоскостную симметричную инволютную раковину, аналогичное дырчатое устье. На поверхности раковины видны чередующиеся выступы, или септальные мостики, и углубления между ними, или ямки. Но строение их иное. Септальные мостики не пронизаны полыми цилиндрическими трубочками, оканчивающимися на одном конце слепо; они представляют собой простые выступы наружной стороны стенки раковины, а внутренняя поверхность стенки остается ровной (табл. III, 3), т. е. «ретральные отростки» протоплазмы у микроорганизма отсутствуют. Ямки обычно очень узкие и имеют вид «зияющих отверстий». Септальные мостики, как и у представителей первого типа, расположены в той части стенок камеры, которая прилегает к септальной перегородке (предыдущей). Гофрированность внешней стороны стенки делает раковину в области септальных швов более прочной по отношению к механическим воздействиям среды, что уже отмечалось выше.

Таким образом, внешний вид септальных мостиков у раковинок первого и второго морфологических типов один и тот же, внутреннее же строение их резко различно. Функциональное значение септальных мостиков в обоих случаях совпадает и заключается в увеличении прочности стенки раковины. Но эта задача решается у раковинок *Elphidium* первого типа с несравненно большим совершенством.

После изучения строения септальных мостиков необходимо заметить, что этот старый термин неточно отражает особенности морфологии соответствующих скелетных элементов. Его нужно было бы заменить каким-нибудь другим термином, тем более, что строение мостиков оказалось различным в первом и во втором типах раковин *Elphidium*. Но поскольку этот термин очень прочно вошел в микропалеонтологическую литературу, представляется все-таки целесообразным оставить его для обозначения внешне сходных соответствующих элементов скелета раковины, добавляя в одном случае «полые септальные мостики», а в другом — «сплошные септальные мостики».

Важнейшей чертой строения рассматриваемого типа, отличающей его от форм первого типа, являются два четких спиральных внутренних канала, каждый из которых расположен в пупочной области раковины и тянется вдоль спирального шва раковины, т. е. линии соприкосновения последующих оборотов с предыдущими. Следовательно, каждый канал представляет собой коническую спираль, идущую вокруг «стекловидного» колпачка, но не в теле его, а внутри раковины.

При пересечении плоскостью шлифа (в осевых сечениях) спиральных каналов получают симметрично расположенные пары отверстий (табл. III, 1) округлой формы. Так как первые отверстия находятся в местах соприкосновения начального оборота с эмбриональной (начальной) камерой, то можно предполагать, что спиральные каналы выходят именно из эмбриональной камеры. Функциональное значение спиральных каналов остается недостаточно ясным (Карпентер считал, что система каналов у *«Elphidium» craticulatum* обеспечивает тесную связь внутренних частей раковины с наружной средой и облегчает снабжение протоплазмой начальных камер).

Стенка раковины у *«Elphidium» eichwaldi* B o g d. обладает зернистой микроструктурой, отличной от структуры стенки представителей первого морфологического типа (Крашенинников, 1956). Стенка состоит из изометричных (1 μ) и вытянутых (2—3 μ) кристалликов кальцита с незакономерным, хаотическим расположением оптических осей.

Раковина *«Elphidium» eichwaldi* B o g d., по-видимому, инволютная и имеет лишь значительное пупочное углубление, заполненное «стекловидной» массой кальцита, которая образует выпуклый колпачок. В пупковой шишке видны тонкие радиальные трубки для выхода протоплазмы.

Септальные перегородки, разделяющие камеры, у экземпляров *«Elphidium» eichwaldi* B o g d. никогда не состоят в периферической части из двух пластин.

ТРЕТИЙ ТИП

К третьему типу относится *Elphidium clarum* sp. nov.

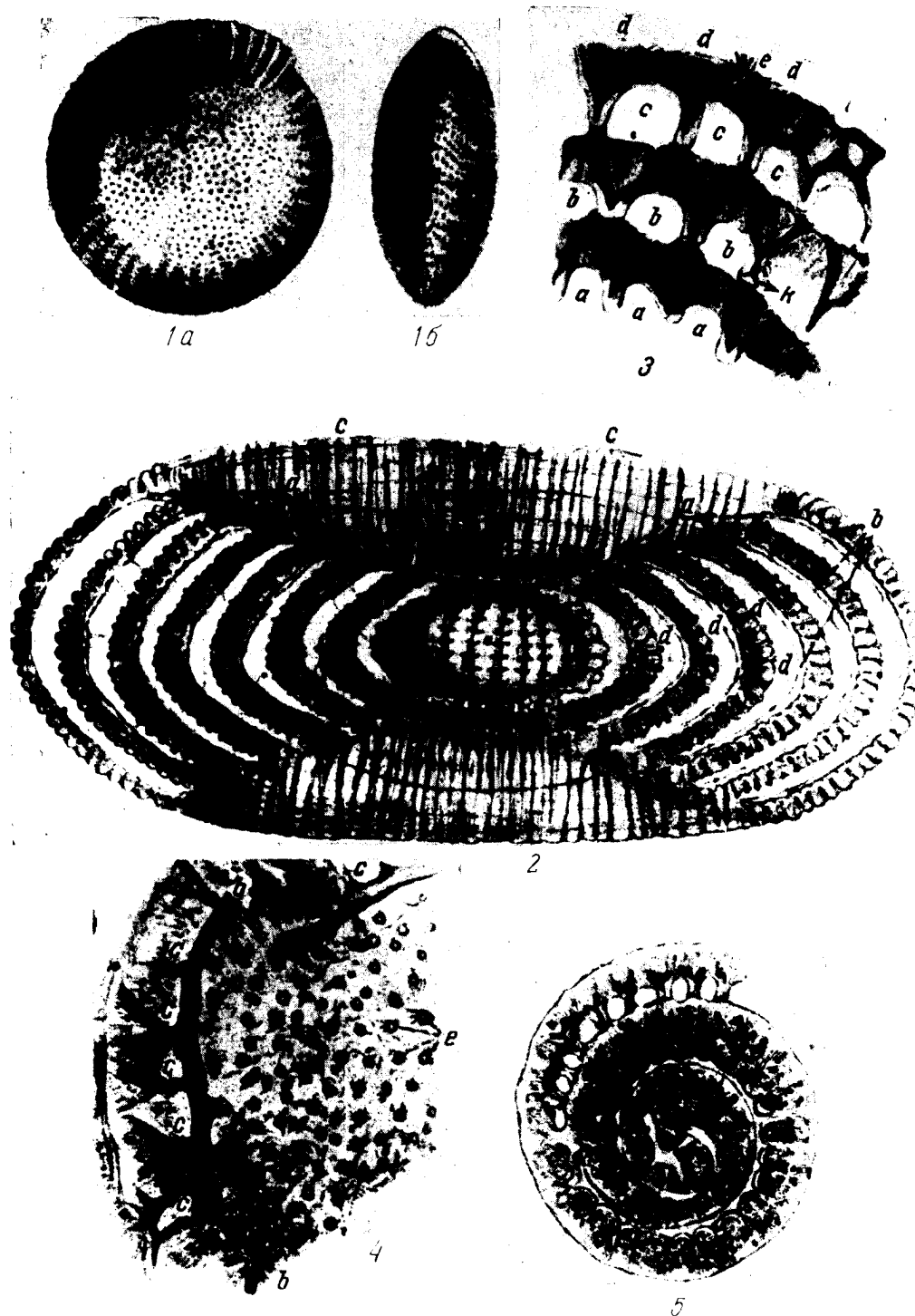
На первый взгляд этот вид несколько напоминает *Nonion*, но более тщательное наблюдение показывает, что углубленные шовные линии *«Elphidium» clarum* резко отличаются от шовных линий *Nonion* (нитевидных или двуконтурных), так как над швами *«Elphidium» clarum* расположены выступы — септальные мостики, разделяемые углублениями — ямками. Септальные мостики не несут в себе полых трубочек и являются простыми выступами стенки, как у представителей второго типа строения.

Сходство со вторым типом заключается также в том, что у *«Elphidium» clarum* sp. nov. имеются два аналогичных спиральных канала, проходящих в пупочной области вдоль линии соприкосновения последующих оборотов с предыдущими. В осевом сечении можно видеть симметрично расположенные пары отверстий небольшого диаметра — результат сечения каналов плоскостью шлифа (табл. III, 2). На этом фотоснимке видно, как от правого нижнего сечения канала отходит в радиальном направлении изгибающаяся трубка, которая прободает «стекловидный» колпачок и выходит на поверхность раковины.

Специфическим признаком описываемого вида, резко отличающим его от раковин первого и второго типов строения, является характер устья. Устье у *«Elphidium» clarum* sp. nov. — щелевидное полулунное отверстие в основании устьевой поверхности, а не ряд мелких отверстий по базальному краю перегородки.

Подводя итоги сказанному, отметим, что род *Elphidium*, как он понимался до сих пор, неоднороден. Большинство его представителей, дей-

Таблица I



Система каналов у «*Elphidium*» *craticulatum* (F. et M.)

1, а и 1, б — внешний вид раковины; 2 — аксиальный разрез: а — сечения спиральных каналов, б — меридиональные каналы, с — умбональные каналы, d — выступы стенки — септальные мостики; 3 — каналы в стенке раковины: а, б, с — камеры, d — отходящие от меридиональных каналов разветвляющиеся каналы, соединенные на поверхности столонами, е, k — каналы, открывающиеся в полость камер; 4 — умбональная часть раковины: б — спиральный канал, с — меридиональные каналы с первыми парами разветвляющихся каналов, е — отверстия умбональных каналов; 5 — спиральный канал, выходящий из лапун (по Карпентеру).

Таблица II



1, а и 1, б — рельеф внешней (макроскопическая особь) и внутренней (микроскопическая особь) стенок раковины у *Elphidium regina* (d'O r b.); осевое сечение; $\times 160$; 2 — септальные мостики в стенке *Elphidium aculeatum* (d'O r b.); сечение тангенциальное, немного скошенное, вскрывает мостики; $\times 200$; 3 — расположение крупных поровых отверстий на септальных мостиках *Elphidium aculeatum* (d'O r b.); сечение тангенциальное; $\times 200$; 4 — строение септальных перегородок у *Elphidium multcamerum*; перегородки в периферических частях состоят из двух пластин, видны утолщенные основные перегородки и тонкие дополнительные; одна из перегородок состоит из двух пластин почти на всем протяжении; хорошо видна интерсептальная полость (показана стрелкой); $\times 80$.

ствительно, обладает сходными общими чертами строения, но наряду с этим имеются виды, строение которых существенно иное и которые никак не могут быть объединены с ними в одной систематической единице родового порядка.

На основании резких различий в строении важнейших морфологических признаков род *Elphidium* распадается на четыре отдельных морфологических типа.

Типичным представителем первого типа является *Elphidium macellum* (F i s h e r, et M o l l). Септальные мостики у него — выступы стенки, несущие полые цилиндрические трубки, замкнутые на одном конце; устье — ряд отверстий по базальному краю перегородки; иногда оно становится ситовидным.

Типичным представителем второго морфологического типа является «*Elphidium*» *eichwaldi* B o g d. Септальные мостики этого вида — простые выступы стенки раковины. В пупочной области имеется два спиральных канала. Устье — ряд отверстий в основании устьевой поверхности.

Типичным представителем третьего типа служит «*Elphidium*» *clarum* sp. nov. Септальные мостики — простые выступы стенки раковины. В пупочной области имеется два спиральных канала. Устье — щелевидное отверстие в основании перегородки.

Типичным представителем четвертого типа является «*Elphidium*» *craticulatum* (F i s h e r, et M o l l), строение раковины которого мы подробно описали по данным Карпентера и Бюэли в начале главы. Септальные мостики у этого вида — простые выступы стенки раковины, которая характеризуется сложной системой спиральных и меридиональных каналов с ответвлениями и большим количеством оборотов и камер.

Выделив среди рода *Elphidium* четыре морфологических типа, мы попытаемся в следующей главе выяснить систематическое положение этих представителей фораминифер и их генетические взаимоотношения.

Выделение четырех морфологических типов оказалось возможным только благодаря применению всех тех приемов исследования, которые были описаны при разборе методики работы. Поэтому необходимо еще раз подчеркнуть, что изучение внешних и внутренних признаков строения раковины фораминифер должно производиться неразрывно и что две раковины могут иметь совершенно различную внутреннюю структуру при кажущемся внешнем однообразии. Только всестороннее изучение признаков строения позволит правильно определить систематическую единицу (род) и принадлежность рода к определенному семейству фораминифер.

Г л а в а III

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
РОДА *ELPHIDIUM*

Систематическое положение рода *Elphidium* в схемах классификации фораминифер разных авторов не одинаково, что отражает прежде всего различное понимание морфологии этого рода.

В первой (по времени) классификации д'Орбigny (d'Orbigny, 1826, 1846) род *Polystomella* помещался в отряд Helicostégues, а в пределах его — в семейство Nautiloidea вместе с родами *Nonionina* (т. е. *Nonion*), *Nummulina* и другими фораминиферами с плоскоспиральным навиванием.

После работы Карпентера (Carpenter, 1861), установившего у рода *Polystomella* систему каналов, этот род часто сближался с *Nummulites* и объединялся с ним в одно семейство Nummulitidae, как это сделали сам Карпентер, а также Брэди (Brady, 1884), выделивший в пределах этого семейства подсемейство Polystomellinae.

В системе Неймайра (Neumayr, 1887) выделяется самостоятельное семейство Polystomellidae, включающее, кроме самой *Polystomella*, еще роды *Nonionina* и *Sphaeroidina*. Предковыми формами семейства полистомеллид считаются эндотиры.

Положение рода *Polystomella* в классификации Румблера (Rumbler, 1895) довольно неопределенно, так как в семейство Rotaliaridae, куда Румблер помещает род *Polystomella*, входят самые разнообразные роды фораминифер с плоскоспиральным и коническоспиральным типами навивания: роталииды, нуммулитиды, глобигериниды и целый ряд других форм.

Систематическое положение рода *Polystomella* рассматривается также Рейссом (Reuss, 1861), Форназини (Fornasini, 1899) и др., но в настоящее время это представляет скорее исторический интерес.

В наиболее близких к нам схемам классификации фораминифер род *Elphidium* также занимает различное положение.

Чэпмен и Парр (Chapman a. Parr, 1936) помещают *Elphidium* в семейство Nummulitidae, которое определяется ими как «наиболее высокоразвитое семейство фораминифер ввиду сложной системы каналов у наиболее высокоразвитых родов». Это семейство Чэпмен и Парр делят на подсемейства Nummulitinae и Nonioninae; последнее включает, кроме *Elphidium*, роды *Nonion*, *Nonionella*, *Polystomellina*, *Faujasina*.

В наиболее распространенной систематике фораминифер Кэшмена (Cushman, 1928, 1948) выделяется самостоятельное семейство Nonionidae, включающее (согласно последней его работе) роды *Elphidium*, *Criboelphidium*, *Elphidioides*, *Elphidiella*, *Ozawaia*, *Polystomellina*, *Faujasina*, *Notorotalia*, *Nonion*, *Nonionella*, *Paranonion*, *Hydromytilina*, *Astranonion*,

Cushmanella. Кэшмен дает следующую характеристику семейства: «Раковина в типичном случае плоскоспиральная, более или менее инволютная, у некоторых родов во взрослой стадии трохоидная и даже развернутая; стенка известковая, тонко перфорированная; апертура простая или ситовидная; если простая, то находится у основания апертурной поверхности». Наиболее близким к Nonionidae семейством Кэшмен считает Camerinidae. По его мнению, эти два семейства имеют общие плоскоспирально свернутые предковые формы, близкие уже к агглютинированным фораминиферам из семейства Ammodiscidae.

В пределах семейства наиболее примитивным родом, с точки зрения Кэшмена, является *Nonion*. Представители последнего, с одной стороны, дали начало родам *Nonionella* и *Astrononion*, а с другой — роду *Elphidium*. От *Elphidium* в процессе эволюции ответвляется ряд новых родов: трохоидные *Polystomellina*, *Faujasina*, *Elphidioides*, развернутая на последних стадиях *Ozawaia* и плоскоспиральная *Elphidiella* с двумя рядами отверстий вдоль септальных швов.

Самостоятельное семейство Nonionidae выделяется и Геллоуэем (Galloway, 1933), но состав его несколько иной: кроме родов *Nonion*, *Nonionella*, *Elphidium*, *Polystomellina*, *Faujasina*, *Ozawaia*, сюда же включаются *Hantkenina*, *Pullenia*, *Allomorphinella*, *Chilostomellina* и некоторые другие. Эту явно неоднородную группу Геллоуэй делит на два подсемейства — Nonioninae и Elphidiinae. Последнее включает высокоорганизованные роды фораминифер со сложной системой каналов, открывающихся на поверхности одним или двумя рядами отверстий в септальных углублениях или ямках вдоль радиальных шовных линий. Геллоуэй, также как и Кэшмен, считает родоначальной формой семейства род *Nonion*. От него эволюционируют остальные члены подсемейства Nonioninae, а также особи первых *Elphidium*, давших начало роталоидным и развернутым формам подсемейства Elphidiinae. Предками *Nonion*, по Геллоуэю, являются агглютинированные фораминиферы из литуолид.

В классификации Глесснера (Glæssner, 1948) семейство Nonionidae включает почти те же роды, что и у Кэшмена, и входит в надсемейство Rotaliidea. Глесснер указывает, что происхождение нонионид трудно определимо, и условно связывает их с ранними роталиидами (семейство Discorbidae), считая наиболее примитивным родом среди нонионид род *Nonionella*. Самым высокоорганизованным родом признается *Elphidium*, но конкретных родственных отношений не указывается.

В последней по времени классификации Сигаля (Sigal, 1952) из состава семейства Nonionidae выделяется семейство Elphidiidae, объединяющее роды фораминифер с системой каналов и радиальнолучистой стенкой, а именно: *Elphidium*, *Cribroelphidium*, *Elphidiella*, *Polystomellina*, *Faujasina*, *Ozawaia*.

Данные о систематическом положении рода *Elphidium* имеются и в советской микропалеонтологической литературе.

А. К. Богданович (1932) считает род *Elphidium* в систематическом отношении наиболее близким к роду *Nonion*. Особенно близким оказывается сходство между некоторыми видами *Nonion* и *Elphidium striato-punctatum* (Fisch. et Mull.). Как указывает А. К. Богданович, сходство в этом случае настолько велико, что оно неоднократно вводило в заблуждение многих исследователей. Роды *Elphidium* и *Nonion* входят в сем. Nonionidae. Позднее (1947) А. К. Богданович вновь указал на генетическую близость родов *Elphidium* и *Nonion*, так как среди последнего были найдены виды с устьем, типичным для представителей *Elphidium* (т. е. с рядом отверстий в основании устьевой поверхности).

По мнению Н. А. Волошиновой (1952), «род *Elphidium* в объеме представлений старых авторов несомненно является гетерогенной группой

связывающей представителей, стоящих на различных ступенях развития скелета, в частности системы внутренних каналов». Однако, считая, что «на современной стадии изученности подразделение его на отдельные роды не может быть обосновано генетически», Н. А. Волошинова рассматривает *Elphidium* в прежнем объеме. Попытки Кэшмена расчленить род *Elphidium* более подробно признаны механистическими. Поэтому выделенный Кэшменом род *Criboelphidium*, характеризующийся ситонидным устьем, и род *Elphidiella* с двумя рядами септальных ямок и нечеткими мостиками вводится в синонимику рода *Elphidium*. Род *Elphidium* относится Н. А. Волошиновой к сем. Nonionidae. Наиболее древним и примитивным родом семейства Н. А. Волошинова считает *Nonion*. От него отходят две ветви эволюционного развития. Первая заключается в образовании из спирально-плоскостных инволютных раковин не вполне инволютных представителей семейства (род *Nonionella*) и трохонидных (род *Notorotalia*). Вторая ветвь развития идет по пути образования раковин с системой внутренних каналов, открывающихся на поверхности в септальных ямках, и усложненным устьем (ряд округлых отверстий в основании перегородок). Все эти признаки свойственны видам рода *Elphidium*, который, по мнению Н. А. Волошиновой, является непосредственным потомком рода *Nonion*. Признаком, генетически тесно связывающим эти оба рода, служит и то, что у некоторых третичных видов *Nonion* появляется ситонидное устье, типичное для представителей *Elphidium*.

Прежде чем дать оценку взглядам микропалеонтологов на положение рода *Elphidium* в схемах классификации фораминифер, необходимо рассмотреть систематическое положение представителей тех четырех морфологических типов рода «*Elphidium*», которые были выделены нами в предыдущей главе, а также генетические отношения между ними. Представители фораминифер, обладающие морфологическими признаками этих четырех типов, объединяются нами в трех систематических единицах родового порядка, а именно: представители первого типа относятся к роду *Elphidium*, представители второго и третьего типов выделяются в новый род *Canalifera*, а представители последнего из типов условно отнесены к роду *Elphidiella*.

К роду *Elphidium* Montfort мы относим спирально-плоскостные инволютные формы, обладающие полыми трубкообразными септальными мостиками, которые разделены ямками. Каких-либо проходов в полость камеры в ямках не имеется. Этот род включает основную массу видов рода *Elphidium* в понимании большинства авторов.

Род *Elphidium* очень обширен — он насчитывает свыше 100 ископаемых и современных видов. В миоценовых отложениях Подолья нами было встречено 22 его вида, т. е. незначительный процент от общего числа. Поэтому все виды *Elphidium*, не описанные в этой работе, следует изучать с применением метода шлифования, что выяснит особенности их внутреннего строения. Только это позволит установить однородность состава *Elphidium*. Особенно внимательно нужно отнестись к видам, которые уже по внешнему облику значительно отличаются от генотипа рода. Примером таких видов могут служить *Elphidium imperatrix* (Bradley), своеобразными чертами которого являются разветвленность септальных мостиков и характер шовных линий, снабженных радиально вытянутыми неправильными углублениями, *Elph. noniformis* Gerke, обладающий очень короткими и чрезвычайно неясными септальными мостиками, строение которых совершенно не известно, а также группа эльфидиумов с двумя рядами септальных ямок вдоль шовных линий.

Род *Canalifera* gen. nov. объединяет спирально-плоскостные инволютные формы с двумя спиральными каналами в пупочной области раковины, по одному на каждой стороне ее. Септальные мостики представляют со-

бой наружные простые выступы стенки. Они являются сплошными, и полые трубки в них отсутствуют. К новому роду *Canalifera* нами отнесены два вида, выделенные из рода *Elphidium*: «*Elph.*» *eichwaldi* B o g d. с дырчатым устьем и «*Elph.*» *clarum* sp. nov. со щелевидным устьем.

Функциональная роль спиральных каналов неясна, но вряд ли можно сомневаться в крупном систематическом значении этих признаков хотя бы потому, что каналы являются признаками внутреннего строения. Возможно, что изменения внешней среды сказываются на них в меньшей степени и не сразу, как на признаках внешнего строения раковины, которые непосредственно соприкасаются с наружной средой и в процессе эволюционного развития наиболее быстро и резко отражают изменения окружающих условий. Что же касается сплошных септальных мостиков у видов этого рода, т. е. простых выступов стенки, то за ними следует признать лишь видовое значение. Вполне возможно, что впоследствии к роду *Canalifera* будут отнесены виды и без сплошных септальных мостиков (с гладкой раковиной).

К новому роду *Canalifera* относятся два вида с различными типами устья: со щелевидными устьями и устьями с рядом мелких отверстий в основании септальных перегородок. Так как остальные черты строения отличаются между собой только как видовые признаки, то нам кажется правильным объединить виды в пределах одного рода, выделив два подрода: *Canalifera* subgen. nov. с дырчатым устьем (представитель подрода *C. eichwaldi* B o g d.) и *Cryptocanalifera* subgen. nov. со щелевидным устьем (представитель подрода *C. clara* sp. nov.). Необходимо подчеркнуть, что выделенные подроды фораминифер остаются в пределах одного рода *Canalifera* только благодаря наличию признаков родового порядка (спиральные каналы, микроструктура стенки и т. д.), не менее важных, чем признак строения устья. Правильность выделения именно подродовых единиц вытекает также из того, что щелевидное и дырчатое устья — в морфологическом отношении довольно близкие образования, так как они встречаются у ряда других родов: *Elphidium*, *Nonion*, *Astrononion*, удаленных друг от друга в генетическом отношении (Крашенинников, 1958).

Род *Elphidiella* C u s h m. объединяет плоскоспиральные инволютные формы с большим числом оборотов и камер, со сложной системой спиральных и меридиональных каналов, открывающихся на поверхности раковины двумя рядами отверстий вдоль шовных линий. Септальные мостики представляют собой простые выступы стенки. В разделяющих их септальных ямках находятся выходы трубок системы внутренних каналов. Подобное строение раковины было обнаружено нами у современной *Elphidiella arctica* (P a r k, et J o n.). Так как «*Elphidium*» *craticulatum* (F i c h t. et M o l l) обладает принципиально аналогичным строением, то он, по-видимому, относится к роду *Elphidiella*¹. Более подробно на строении ископаемых и некоторых современных видов *Elphidiella* мы остановимся ниже.

Таким образом, род *Elphidium* оказался гетерогенным. Естественно возникает вопрос, действительно ли сем. Nonionidae объединяет родственные формы, или же это сборное семейство, не отвечающее принципам классификации? С целью разрешения этого вопроса нами были расшифрованы другие роды этого семейства, встречающиеся в пределах Советского Союза: *Nonion*, *Nonionella*, *Elphidiella*. Анализ внутренних и внешних признаков строения раковины позволяет выделить в пределах сем. Nonionidae (в понимании Кэпмена) три группы родов: группу *Nonion*,

¹ Не исключено, что «*Elphidium*» *craticulatum* (F i c h t. et M o l l) представляет близкий к *Elphidiella*, но самостоятельный род. Решать это только на литературном материале кажется нам преждевременным.

группу *Elphidium* и группу родов с системой отчетливых внутренних каналов (*Elphidiella*, *Canalifera*). В пределах первых двух групп все роды характеризуются рядом общих морфологических признаков. Из дальнейшего станет ясно, что между группами по-видимому, нет непосредственного родства. Они, скорее, достаточно удалены друг от друга в пределах отряда фораминифер. В систематическом отношении первые две морфологические группы родов следует рассматривать как самостоятельные семейства. К сем. Nonionidae в нашем понимании относится первая из выделенных групп; вторая группа родов выделяется в сем. Elphidiidae. Систематическое положение родов с системой каналов остается неясным. Перейдем к рассмотрению первых двух семейств.

СЕМЕЙСТВО NONIONIDAE REUSS, 1860

К этому семейству относятся следующие роды: *Nonion* Montfort, *Nonionella* Cushman, *Astrononion* Cushman et Edwards, *Paranonion* Logue et Haas, *Hydromylina* de Witt Puyt (?).

Представители семейства характеризуются свободной многокамерной, спирально-плоскостной инволютной, реже частично инволютной раковиной, двусторонне-симметричной и иногда асимметричной. Устье простое, щелевидное или в виде крупного округлого отверстия, реже оно сложное, представляя собой ряд мелких отверстий в основании устьевой поверхности; может становиться ситовидным. Стенка известковистая, пористая. Наши исследования раковиннок *Nonion* и *Nonionella* показали, что стенка у них стекловатая, зернистая. Аналогичной микроструктурой стенки (Wood, 1949) обладает род *Astrononion*. Роды *Nonion*, *Nonionella* и *Astrononion* — несомненно близкие формы. Безусловно близок к ним и род *Paranonion*, который отличается от *Nonion* на взрослых стадиях развития округлым устьем, расположенным в средней или в нижней части устьевой поверхности, но не в самом ее основании.

Что касается *Hydromylina ruttleri* de Witt Puyt из эоценовых отложений Герцеговины, то по внешнему строению раковины она значительно отличается от прочих нонионид, а так как внутреннее строение ее не известно, то эту форму следует относить к семейству нонионид условно.

СЕМЕЙСТВО ELPHIDIIDAE GALLOWAY, 1933; TRANS. SIGAL, 1952¹

Семейство включает роды *Elphidium* Montfort, *Ozawaia* Cushman, *Polystomellina* Yabe et Hanzawa, *Faujasina* d'Orbigny, *Elphidioides* Cushman, *Notorotalia* Finlay.

Представители семейства обладают свободной (неприкрепленной) многокамерной, спирально-плоскостной или трохоидной раковиной, стенка которой несет полые трубчатые септальные мостики, разделенные углублениями (ямками). Стенка известковистая, пористая, многослойная, стекловидная, с неясной радиальнолучистой микроструктурой. Устье у симметричных форм состоит из ряда мелких отверстий, расположенных в основании септальных перегородок или терминально (конечно) у развернутых форм; значительно реже оно ситовидное и щелевидное. У трохоидных асимметричных форм устье щелевидное на брюшной стороне раковины или в виде ряда округлых отверстий в основании устьевой поверхности у контакта ее с предыдущим оборотом.

¹ Сем. *Elphidiidae* было выделено нами в качестве самостоятельного семейства фораминифер (см. Бюлл. МОИП, 1953, отд. геол., т. XXVII, вып. 3). Впоследствии оказалось, что несколько ранее (в 1952 г.) оно уже было выделено французским микропалеонтологом Сигаль.

В пределах СССР до настоящего времени встречены почти исключительно виды рода *Elphidium*. Только недавно Н. А. Волошиновой (1952) из миоценовых отложений Сахалина был описан один вид рода *Notorotalia*. Так как строение остальных представителей семейства изучено недостаточно детально, то объединение всех их вместе с родом *Elphidium* в одно семейство носит некоторую долю условности. Одним из оснований для объединения служит наличие септальных мостиков в стенке раковины у всех перечисленных выше родов. Но выяснить строение септальных мостиков у них, за исключением рода *Elphidium*, нам не представилось возможным из-за отсутствия материала. Скорее всего септальные мостики у *Polystomellina*, *Faujasina* и *Ozawaia* аналогичны по своему устройству мостикам *Elphidium*, и эти четыре рода, несомненно, являются близкими формами. В пользу такого допущения говорят данные, имеющиеся в работе японских микропалеонтологов Ябе и Ханзава (Yabe a. Hanzawa, 1923) о строении раковины *Polystomellina*.

На камерах как спинной, так и брюшной сторон отчетливо видны короткие септальные мостики. В осевом сечении раковины можно наблюдать отверстия мостиков (табл. III, 4). Особенно хорошо они видны в правой нижней части рисунка. Можно с несомненностью заключить, что септальные мостики рода *Polystomellina* представляют собой полые трубки, вполне сходные с аналогичными образованиями у *Elphidium*.

К *Polystomellina* очень близок род *Faujasina*. Отличительной чертой последнего является то, что спинная сторона, на которой видны все обороты, плоская, а брюшная сторона, где виден только последний оборот, выпуклая.

Эти два асимметричных трохондных рода вместе с родом *Ozawaia*, раковинки которого состоят из двух отделов (начального плоско-спирального и второго — прямолинейного, однорядного), встречены в более молодых (миоценовых и плейстоценовых) отложениях, чем первые виды рода *Elphidium*, появившиеся в среднем эоцене. Поэтому не лишено вероятности предположение некоторых авторов относительно того, что *Polystomellina*, *Faujasina* и *Ozawaia* являются потомками рода *Elphidium*, приспособившимися к новым условиям существования.

Менее определенные предположения можно сделать о строении септальных мостиков у эоценового рода *Elphidioides* и у рода *Notorotalia*. Последний обладает трохондной роталиевидной раковинкой с устьем в виде ряда мелких отверстий, расположенным в основании устьевой поверхности на брюшной стороне раковины. У некоторых видов *Notorotalia* (*N. zealandica* Finlay) септальные мостики покрывают густой сеткой брюшную и спинную стороны раковины, у других видов (*N. clarki* Volosh.) они, по сути дела, отсутствуют (о мостиках не говорится при описании этого вида, и они не наблюдаются на брюшной и спинной сторонах раковины). Вполне возможно, что септальные мостики *Notorotalia* являются простыми выступами стенки, присутствуя у одних видов и отсутствуя у других, что в сочетании с роталиевидной формой раковины делает условным помещение этого рода в сем. Elphidiidae. Мы оставляем его здесь со знаком вопроса до полного выяснения строения.

Выделенный Кэшменом и Броннменом (Cushman a. Bronniman, 1948) род *Criboelphidium* вводится нами в синонимику рода *Elphidium*, так как единственным отличием первого от второго (по данным авторов рода) является ситовидное устье. Остальные признаки совершенно тождественны. Не исключено, что ситовидное устье и в рассматриваемом случае представляет внутривидовую изменчивость дырчатого устья, как это наблюдалось у видов *Elphidium* из миоцена Подолья.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РОДОВ *ELPHIDIUM* И *NONION*

Род *Elphidium* принято считать высокоразвитым и специализированным потомком *Nonion*, почему их очень часто объединяли в одно семейство. И если Неймайр (Neumayr, 1887) писал об этом бездоказательно, то Кэшмен (Cushman, 1928, 1939, 1948) и Геллоуэй (Galloway, 1933) приводят в пользу этого мнения определенные соображения, но и они, к сожалению, имеют недостаточно убедительный характер. Эти авторы полагают, что *Elphidium* произошел от *Nonion* путем развития пор (т. е. септальных ямок) вдоль перегородочных линий, а также септальных мостиков, что является отражением возникновения системы внутренних каналов. По мнению этих авторов, различие между *Nonion* и примитивными (древними) формами *Elphidium* часто столь незначительно, что затрудняет разграничение родов. В своей монографии, посвященной сем. Nonionidae, Кэшмен (Cushman, 1939) указывает, что им были встречены виды *Elphidium*, у которых септальные ямки и мостики появляются только в конечных частях раковины. Но ни названий этих видов, ни их изображений Кэшмен не приводит. Если бы мы стали последовательно взламывать камеры у современных видов *Elphidium* или у его древних представителей *Elphidium macellum* (Fischl. et Moll) из нижнего тортона, то мы нашли бы септальные мостики на самых начальных камерах первого оборота. Существует довольно много видов *Elphidium*, ископаемых и современных, с короткими септальными мостиками и небольшими округлыми ямками; при поверхностном осмотре они в какой-то мере могут показаться похожими на *Nonion*. Но это говорит лишь о трудности диагностики, а не о родственных связях. В действительности трубкообразные септальные мостики и закрытые ямки имеются на всех камерах раковинок *Elphidium* и всегда отсутствуют у *Nonion*. Именно в этом заключается главное и важнейшее различие между *Elphidium* и *Nonion*, не позволяющее сближать их в генетическом отношении.

Когда были описаны виды *Nonion* с необычным для него дырчатым типом устья, это было воспринято как доказательство в пользу близости *Elphidium* к роду *Nonion* (Богданович, 1947; Волошинова, 1952). Но на этом доводе нельзя базироваться хотя бы потому, что виды *Nonion* с дырчатым и ситовидным устьем встречаются уже со среднего олигоцена, а род *Elphidium* с подобными же типами устья появляется в геологической летописи значительно раньше, а именно в среднем эоцене. Вообще же в пределах родов *Nonion* и *Elphidium* устье подвержено широкой изменчивости (Крашенинников, 1958), и принимать во внимание этот признак при выяснении генетических отношений нужно с большой осторожностью.

Помимо резкого различия в макроструктуре стенок, между родами *Elphidium* и *Nonion* существует глубокое различие в микроструктуре стенки. Первый из них обладает неясно-радиальнолучистой стенкой, второй — зернистой зубчатой (Крашенинников, 1956).

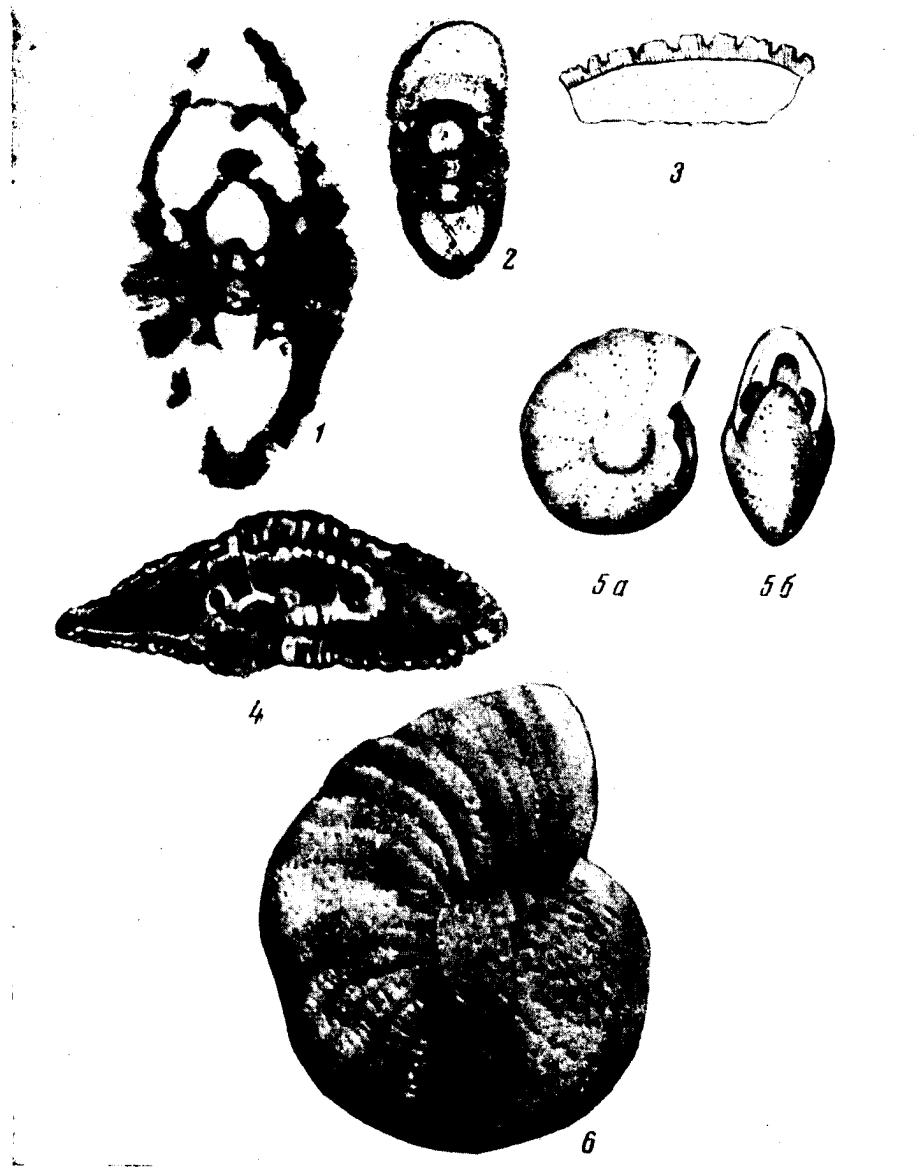
Все это вместе взятое не позволяет считать *Nonion* и *Elphidium* формами, находящимися в непосредственном родстве. Объединение их в одном семействе вряд ли возможно.

ГРУППА РОДОВ С СИСТЕМОЙ КАНАЛОВ

Эта группа включает два рода: *Canalifera* gen. nov. с под родами *Canalifera* subgen. nov. и *Criptocanalifera* subgen. nov., а также *Elphidiella* Cushman.

Виды перечисленных родов обладают спирально-плоскостной, инволютной раковинкой, стенка которой несет выступы — сплошные септаль-

Таблица III



1 — спиральные каналы у «*Elphidium*» *eichwaldi* В о г д.; осевое сечение; $\times 80$; 2 — спиральные каналы у «*Elphidium*» *clarum* sp. nov.; видно щелевидное устье; осевое сечение; $\times 80$; 3 — септальные мостики у «*Elphidium*» *eichwaldi* В о г д.; 4 — *Polystomellina discorbinoides* Y a b e et H a n z a w a; осевое сечение раковины в котором видны отверстия септальных мостиков и дырчатое устье; $\times 60$; 5 — *Elphidiella prima* (t e n D a m); a — вид с боковой стороны, b — вид с периферии. палеоцен Швеции (по Бротцену); $\times 50$; 6 — *Elphidiella arctica* (P a r k, et J o n e s); современная; Баренцево море; $\times 25$.

ные мостики, а у рода *Elphidiella* Cushman — ряды парных отверстий вдоль линий септальных перегородок. Все представители группы имеют систему внутренних каналов, у разных родов достигающих неодинаковой степени развития. Стенка известковая, пористая, микроструктура ее зернистая у *Canalifera* и грубо-радиальнолучистая — у *Elphidiella*. Устье щелевидное, или ряд отверстий в основании устьевой поверхности иногда становится ситовидным.

Особенности строения раковин *Canalifera* были описаны выше. Обратимся теперь к роду *Elphidiella* Cushman.

Представители этого рода широко распространены в современных boreальных морях. В пределах СССР, например, один из видов во множестве встречается на Мурманском побережье Баренцева моря, в грубокластических осадках верхней части сублиторали; он был описан З. Г. Щедриной (1948) под названием *Elphidium arcticum* (Parker, et Jones). Крупные по размерам экземпляры этого вида характеризуются линзовидной, двусторонне-симметричной инволютной раковиной. Вдоль каждого септального нива прекрасно видны ряды отверстий (иногда один, иногда два). На большей части последнего оборота (за исключением последних камер) смежные пары отверстий располагаются в углублениях, или септальных ямках, разделенных простыми выступами стенки раковины — септальными мостиками (табл. III, 6).

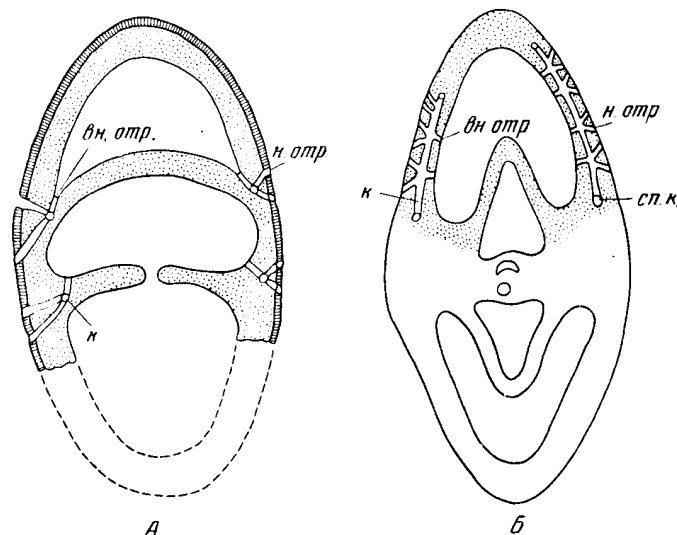
По данным Кэшмена (Cushman, 1939), *Elphidiella* филогенетически связана с *Elphidium*, от которого она произошла в плиоценовое время путем разделения перемычкой единого септального углубления (ямки) на два округлых отверстия. В этом и заключается, по Кэшмену, разница между родами *Elphidium* и *Elphidiella*. Если бы все отличие между ними сводилось к этому признаку, то выделение *Elphidiella* Кэшменом, действительно, являлось бы механистическим. Но факты показывают другое.

Не так давно шведский микропалеонтолог Бротцен (Brotzen, 1948) в датских и палеоценовых отложениях ряда мест Скандинавии обнаружил формы (табл. III, 5), описанные им как *Elphidiella prima* (ten Dam). Нахождение *Elphidiella* в несравненно более древних отложениях само по себе вызывает некоторые сомнения в правильности определения этой формы. Поэтому Кэшмен (Cushman, 1948) не придал должного значения работе Бротцена, продолжая считать *Elphidiella* кайнозойским потомком *Elphidium*. Но достаточно сопоставить внутреннее строение датской *Elphidiella prima* (ten Dam) — Бротцен пользовался пришлифовками — и современной *Elphidiella arctica* (Parker, et Jones), чтобы установить их принадлежность к одному роду (фиг. 4).

Близость внутреннего строения двух вышеназванных видов рода *Elphidiella* заключается в сходстве системы внутренних каналов, расположенных по следующему плану. На каждой стороне раковины в пупочной области, занятой стекловидным колпачком, проходит спиральный канал. У *Elphidiella arctica* (Parker, et Jones) спиральные каналы хорошо видны в осевых сечениях (симметрично расположенные пары отверстий), а также на тангенциальных пришлифовках пупочной области, где можно наблюдать отрезки канала, огибающего стекловидный колпачок. В каждой из перегородок, разделяющей камеры, в месте их соприкосновения со стенкой раковины проходит интересептальный трубкообразный канал *k* округлого сечения (фиг. 4). Этот канал может быть также назван меридиональным, так как он начинается в пупочной области одной стороны раковины (от спирального канала) и протягивается отсюда внутри перегородки к пупочной области другой стороны раковины, т. е. от одного полюса раковины к другому. От меридионального канала в радиальном направлении отходят последовательно пары коротких наружных отростков-каналов (см. фиг. 4, *n. отр.*), открывающихся на поверхности

раковины рядами отверстий. Иногда вместо пары отростков отходит только один отросток-канал; тогда на поверхности раковины получается один ряд отверстий, а не два. Последнее очень хорошо видно в конечных камерах *Elphidiella arctica* (P a r k. et J o n.) на табл. III, 6. Внутри раковины от меридионального канала направляются короткие одинарные внутренние отростки-каналы (см. фиг. 4, *вн. отр.*), открывающиеся в полость камеры.

Исследования Бротцена и автора этих строк показывают, что строение *Elphidiella* гораздо сложнее, чем это предполагал Кэшмен, и значительно отличается от строения рода *Elphidium*. Основания для выделения



Фиг. 4. Каналы у представителей рода *Elphidiella*

А — *Elph. prima* (по Бротцену); Б — *Elph. arctica*; *сп. к.* — спиральный канал; *к* — интерсептальный меридиональный канал; *н. отр.* — наружные отростки канала, открывающиеся на поверхности; *вн. отр.* — внутренние отростки канала, открывающиеся в полость камеры. Осевое сечение; $\times 25$.

рода *Elphidiella* были у Кэшмена, вообще говоря, малоубедительными, но прав оказался все-таки Кэшмен, так как в морфологии рассматриваемых родов оказались существенные различия. Поэтому в настоящее время нельзя вводить *Elphidiella* в синонимику рода *Elphidium*, как это ранее делалось Н. А. Волошиновой (1952) и Э. Г. Щедриной (1948).

Виды рода *Elphidiella* были найдены в датских и палеоценовых отложениях Западной Европы, а с другой стороны, в четвертичных осадках Тихоокеанского побережья Северной Америки, т. е. они разделены большим промежутком геологического времени. Но этот разрыв лишь кажущийся. У того же Кэшмена (Cushman, 1939) имеется описание эоценового *Elphidium smithi* C u s h. et D u s., но, судя по двойному ряду отверстий вдоль септальных швов, вид относится к *Elphidiella*. Несколько видов *Elphidium* (*Elph. orientale* V o l o s h., *Elph. katangliense* V o l o s h. et B o r.) с двойным рядом отверстий вдоль швов описано Н. А. Волошиновой (1952) из миоценовых и плиоценовых отложений Сахалина. По-видимому, они также являются представителями *Elphidiella*. Следовательно, уже сейчас линия развития *Elphidiella* может быть прослежена в какой-то мере от датского яруса верхнего мела до современных отложений. Возможно, что изучение раковин в шлифах выявит новые виды этого рода. В особенности это относится к видам *Elphidium*, которые имеют неясные

септальные мостики и маленькие округлые ямки, иногда довольно беспорядочно расположенные вдоль септальных швов (например, *Elph. ore-gonense* C u s h. et G r.) Вид *Elphidiella arctica* (P a r k. et J o n.) показывает, что в пределах одного и того же экземпляра (фиг. 7, А) вдоль швов идет один или два ряда ямок, т. е. этот признак может и не быть родовым, и к *Elphidiella* будут отнесены виды с одним рядом ямок.

Сопоставление морфологии раковинок *Elphidiella* и *Elphidium* показывает, что взгляд Кэшмена на первую из них как на плиоценового потомка *Elphidium* является неверным (к тому же *Elphidiella* появилась в геологической летописи ранее *Elphidium*). Новые данные о строении фораминифер, прежде относимых к нонионидам, значительно меняют взгляды Кэшмена.

Строение раковинок *Elphidiella* имеет мало общего с морфологией рода *Elphidium*, но выявилось определенное сходство *Elphidiella* с «*Elphidium*» *craticulatum* (F i s h t. et M o l l). И та, и другая формы имеют меридиональные интересептальные каналы, открывающиеся наружу парными, а внутрь раковины — одинарными отростками-каналами, а также два спиральных канала. К этому роду по строению системы каналов несколько близка *Canalifera*, у которой есть спиральные каналы и нет меридиональных. Но микроструктура стенки у *Canalifera* и *Elphidiella* резко различна.

Несмотря на общие черты строения системы внутренних каналов, а также на общий тип раковины (инволютной или почти инволютной, спирально-плоскостной), устья (ряд отверстий в основании перегородок или сетовидное), различие микроструктуры стенок (зернистая и радиально-получистая) не позволяют объединить *Elphidiella* и *Canalifera* gen. nov. в одном семействе.

На систему каналов как на важный систематический признак обращает внимание Глесснер (Glaessner, 1948) в своей схеме классификации фораминифер. Глесснер указывает пять семейств — Nonionidae, Cameriniidae, Miogypsinidae, Calcarinidae и Rotaliidae, которые входят у него в надсемейство Rotaliidea и представители которых обладают каналами. Сравнительный обзор показывает, что система каналов у *Elphidiella* и *Canalifera* отличается от аналогичных образований у прочих семейств фораминифер.

Необходимо отметить, что исследования некоторых авторов над родами *Rotalia*, *Calcarina* и *Siderolites* не дают ясного представления о том, являются ли интересептальные каналы действительно каналами или же это простые полости между двумя листками перегородок, вполне сходные с межсептальными пространствами в периферических частях перегородок *Elphidium*. Возможно, что интересептальные каналы и интересептальные полости являются гомологическими образованиями, но морфологически они настолько резко отличаются друг от друга, что эти два понятия вряд ли можно отождествлять.

Принадлежность *Elphidiella* и *Canalifera* к какому-либо семейству фораминифер осталась для нас не определенной (Familia incertae). Применение метода шлифования и выявление новых видов и родов фораминифер с каналами, нужно думать, внесет ясность в этот вопрос. Род *Canalifera* по своей морфологии более тяготеет к нонионидам (если у последних при дальнейших исследованиях будут обнаружены каналы), род *Elphidiella* — к эльфидидам (если подтвердятся данные о существовании системы каналов у рода *Elphidium*)¹ или к крупным фораминиферам типа мисселляний.

¹ По устному сообщению Н. А. Волошиновой, система каналов у *Elphidium* может быть выявлена методом окрашивания раковины.

Неясными остаются и генетические связи нонионид и эльфиидид. Для последних будет иметь большое значение исследование внутреннего строения древних эоценовых и олигоценовых видов рода *Elphidium*. Для нонионид крайне важно знать строение и микроструктуру стенки у верхнемеловых и палеогеновых форм, а также строение родов сем. *Chilostomellidae*, которые обладают зернистой стенкой, а именно: *Pullenia*, *Chilostomella*, *Allomorphina* и родов сем. *Anomalinidae*.

Разделяя нонионид (в понимании прежних авторов) на два семейства и рассматривая отдельно фораминиферы с каналами, нужно принимать во внимание отсутствие данных о внутреннем строении других групп, невозможность правильно оценить систематическое значение ряда важнейших признаков морфологии раковины (внутренние каналы, микроструктура стенки и т. д.). Будущие исследователи, может быть, изменят взгляд на объем этих семейств или выскажутся в пользу их более тесной связи, чем это нам кажется сейчас, нашей же целью было подчеркнуть значительное отличие между собой этих трех групп.

Глава IV

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

В нашем материале из миоценовых отложений Подольи встречено 22 вида рода *Elphidium*, а также 2 вида рода *Canalifera* gen. nov., которые прежде относились к роду *Elphidium*. Этим далеко не исчерпывается список представителей *Elphidium* из миоценовых отложений Предкарпатъя и Закарпатъя, так как в работах Ф. Каррера и Синцова (Karrer и S i n z o w, 1876), И. В. Венглинского (1948), Е. В. Мятлюк (1950), Ф. С. Путья (1950), М. Я. Серовой (1955) дается описание еще ряда видов этого рода: *Elphidium subumbilicatum* (Czjzek), *Elph. transcarpaticum* W e n g l., *Elph. laloviensis* W e n g l., *Elph. karpaticum* M j a l l., *Elph. rugosum* (d' O r b.), *Elph. ex gr. kudacoense* B o g d., *Elph. (?) incertum* (W i l l.), *Elph. elegans* S e r., *Elph. podolicum* S e r., *Elph. salebrosum* S e r., *Elph. perscitus* S e r., *Elph. puscharowski* S e r.

СЕМЕЙСТВО *ELPHIDIIDAE* GALLOWAY, 1933;
TRANS. SIGAL, 1952-

Раковина непрिकрепленная, многокамерная, спирально-плоскостная или трохоидная. Спирально-плоскостная раковина обычно инволютная, значительно реже не полностью инволютная. Стенка известковистая, пористая, с неясно-радиальнолучистой микроструктурой, имеет полые трубчатые септальные мостики, разделенные углубленными ямками. Устье представлено рядом дугообразно расположенных округлых отверстий в основании устьевой поверхности, может переходить в сиговидное устье; в более редких случаях оно представлено щелевидным отверстием.

Род *Elphidium* Montfort, 1808

1808. *Elphidium* Montfort. Conch. Syst., vol. 1, p. 15.
1822. *Polystomella* Lamarck. Hist. anim. sans Vert., vol. 7, p. 625.
1928. *Elphidium* Cushman. Cushman. Lab. For. Res., sp. pub., No 1.
1948. *Criboelphidium* Cushman et Bronniman. Contr. Cushman. Lab. Foram. Res., vol. 24, p. 18.

Раковина спирально-плоскостная, двустороннесимметричная, инволютная, очень редко не вполне инволютная. Камеры многочисленны. Стенка известковистая, пористая, неясно-радиальнолучистая. На поверхности ее видны возвышающиеся септальные мостики, которые представляют собой полые трубки, замкнутые на одном конце. Мостики разделены углубленными септальными ямками. Устье в виде ряда мелких округ-

лых отверстий в основании устьевой поверхности иногда становится сложным ситовидным. В редких случаях устье щелевидное. Диаметр — от 0,25 до 2,00 мм.

Распространение: от эоцена до настоящего времени.

Тип рода: *Nautilus macellus* Fichtel et Moll, 1798

Elphidium crispum (Linneé)

Приложение, табл. 1, 1, а—г

1758. *Nautilus crispus* Linnaeus. Systema naturae, ed. 10, tom. L, p. 709.
 1822. *Polystomella crispa* Lamarck. Hist. anim. sans Vert., v. 7, p. 625.
 1846. *Polystomella crispa* d'Orbigny. Foram. foss. du Bass. Tert. de Vienne, p. 125. tab. VI, fig. 9—11.
 1884. *Polystomella crispa* H. Brady. Rep. Voy. Challenger, Zool., vol. IX, p. 736, pl. CX, fig. 6—7.
 1927. *Elphidium crispum* Cushman. a. Grant. Trans. San-Diego Soc. Nat. Hist., vol. 5, No 6, p. 73, pl. VII, fig. 2, 3.
 1932. *Elphidium crispum* Богданович и Федоров. Тр. ИГРИ, вып. 22, сер. А, стр. 12—14; табл. I, рис. 3, в тексте рис. 11—12.
 1939. *Elphidium crispum* Cushman. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae. US Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 50, 51, pl. 13, fig. 17—21.
 1955. *Elphidium crispum* Серова. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Госгеолтехиздат, стр. 350, табл. XIX, фиг. 1—4.

Диагноз¹. Раковина крупная, линзовидная, с острым периферическим краем. Центральные части боковых поверхностей заняты стекловидными колпачками. Камеры многочисленные, узкие, сильно изогнутые. Многочисленные септальные мостики протягиваются почти через всю камеру.

Описание. Раковина линзовидная с четким и острым периферическим краем, по которому тянется стекловидная кайма дополнительных отложений. Апикальный угол равен 60—70°. С боковой стороны раковина округлая, с неровным, волнистым краем. Центральные части боковых поверхностей заняты умбональными колпачками из полупрозрачного стекловидного кальцита. Колпачки выпуклые, реже — плоские, крупных размеров (до 0,25 мм), составляют $\frac{1}{7}$ — $\frac{1}{10}$ часть наибольшего диаметра. На поверхности их наблюдаются округлые ямки (6—20). Иногда вместо компактной стекловидной массы можно видеть ряд крупных гранул (12—15) с неровными очертаниями, внешне не спаянных между собой.

Камеры многочисленные, очень узкие, длинные, сильно изогнутые, серповидные. Наиболее резко они изгибаются в периферической части, центральные их части встречаются с предыдущим оборотом почти под прямым углом. Поверхность камер плоская. Высота оборотов возрастает очень постепенно. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 14—20, общее число камер 19—35; число оборотов 1,3—2,0. Число камер наружного оборота у микросферических особей 22—37, общее количество камер — до 65; число оборотов 2—3,5.

Септальные мостики узкие, длинные, занимают от $\frac{2}{3}$ до всей ширины камеры, почти достигая последующего септального шва. Вытянутые ямки узкоовальной или щелевидной формы по ширине равны мостикам или превосходят их в 1,5 раза. Число мостиков в последних камерах у мегасферических особей 9—14, у микросферических особей 15—22.

Стенка массивная, стекловидная, гладкая, у некоторых экземпляров покрыта мельчайшими гранулами. Устьевая поверхность узкотрехугольная или стреловидная, выпуклая. Устье состоит из ряда мелких отверстий в основании поверхности.

¹ Объяснение принятой при описании терминологии дано на фиг. 5.

Размеры мегасферических особей: $L=0,75-0,22$ мм; $D=1,5-0,5$ мм; $D:L=3,0-2,0$; микросферических особей: $L=0,71-0,45$ мм; $D=1,8-1,2$ мм; $D:L=3,0-2,5$.

Изменчивость. Признаки *Elphidium crispum* (Linné) изменяются весьма значительно. В типичном случае раковина у этого вида линзовидная, но может становиться выпукло- и сжатолинзовидной, почти уплощенной, с режущим килем и довольно выпуклым пупком.

Тонкая стекловидная кайма по периферическому краю иногда заменяется толстой и грубой каймой, которая делает периферический край менее острым. Обычно край раковины гладкий, но у некоторых экземпляров из грубозернистых осадков он усажен небольшими, загнутыми в разные стороны шипами, похожими на зубы пилы. Шипы расположены неравномерно и не у всех камер.

Очень большим колебаниям подвержены абсолютные и относительные размеры стекловидного колпачка, который может на поверхности превращаться в ряд крупных гранул. Размеры зависят от окружающей среды¹, а также от поколения: у мегасферических особей колпачок больше, чем у микросферических.

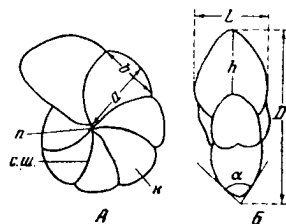
Несколько видоизменяется и форма камер: у мегасферических особей камеры короче и менее изогнуты, чем у микросферических. В небольших пределах варьирует длина септальных мостиков. Резко меняются число камер (в последнем обороте 14—37), число септальных мостиков (9—22), а также размеры раковины, что обусловлено половым диморфизмом.

Сравнение. Типичные экземпляры *Elphidium crispum* (L.) легко отличимы от прочих видов этого рода, но достаточно широкая изменчивость признаков затрудняет определение; подчас она даже приводила к неверным определениям. Шиповатые формы *Elph. crispum* (L.) имеют некоторое сходство с *Elph. aculeatum* (d'Orb.). Отличаются они от этого вида более широкой в поперечнике линзовидной раковиной, большим количеством камер и септальных мостиков, зубчатой формой шипов и неправильным их расположением, а также умбопальными колпачками. Экземпляры со слабо развитыми стекловидными колпачками имеют отдаленное сходство с *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), отличаясь от последнего более крупной и толстой линзовидной раковиной, большим числом камер и септальных мостиков, а также заполнением пупочной области стекловатым веществом.

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подолии *Elph. crispum* (L.) — обычное и широко распространенное ископаемое.

Возраст и распространение. Единичные экземпляры этого вида были встречены в нижнем тороне (западнее р. Збруч). В верхнем тороне *Elph. crispum* (L.) встречается очень часто и повсеместно; в породах нижнего сармата количество его несколько уменьшается.

Аналогичные данные имеются для Предкарпатского краевого прогиба (Серова, 1955; Путря, 1950), где *Elph. crispum* (L.) встречается в нижнем тороне (чаплинская свита) и в верхнем тороне (покутская свита).



Фиг. 5. Схематическое изображение спирально-плоской двусторонне-симметричной инволютной раковины.

A — вид с боковой стороны; B — вид с периферического края; D — диаметр раковины; L — толщина раковины и толщина последней камеры; h — высота последней камеры; α — апикальный угол; a — длина камеры; b — ширина камеры; n — пупок; c.m. — септальный мост.

¹ Например, у экземпляров из глинистых осадков опресненного сарматского бассейна они меньше обычного.

Описываемый вид весьма обычен для неогеновых отложений Советского Союза. П. А. Тутковский отмечает его для П средиземноморского яруса некоторых мест Волыни, Н. И Андрусов — для нижнесарматских отложений Керченского полуострова; Ф. Каррер и С. Синцов обнаружили этот вид в сарматских породах Кишинева. В нижнем сармате Кавказа (низовья р. Кубани, Гурия) *Elph. crispum* (L.) был отмечен А. К. Богдановичем. В настоящее время этот вид живет в Черном море — по Кавказскому и Крымскому побережью. Таким образом, *Elph. crispum* (L.) простирается широкое вертикальное распространение.

За пределами Советского Союза этот вид обычен для неогеновых и плейстоценовых осадков, а также пользуется повсеместным распространением в современных морях и океанах.

О р и г и н а л. Экз. № 3438/1 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium macellum (F i c h t e l et M o l l).

Приложение, табл. 1, 2; табл. 2, 1 а, б

1798. *Nautilus macellus* F i c h t e l et M o l l. Test. Micr., p. 66, var. B., pl. 10, fig. h k.
 1808. *Elphidium macellum* M o n t f o r t. Conch. Syst., vol. I, p. 15. 4-e genre.
 1884. *Polystomella macella* H. B r a d y. Rep. Voy. Challenger, Zoology, vol. 9, p. 737, tab. 110, fig. 8 H.
 1929. *Elphidium macellum* C u s h m a n a. Leavitt. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 5, pt. 1, p. 18, pl. 4, fig. 1-2.
 1932. *Elphidium macellum* Б о г д а н о в и ч и Ф е д о р о в. Тр. ИГРП, сер. А, вып. 22, стр. 8-11, рис. (в тексте) 2-8; табл. 1, фиг. 1.
 1939. *Elphidium macellum* C u s h m a n. Monogr. of Foramin. fam. Nonionidae, US Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 51, pl. 14, 15, fig. 1-3, 9-10.
 1955. *Elphidium macellum* С е р о в а. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Геотеолтехиздат, стр. 342, табл. XVII, 1-3.

Д и а г н о з. Раковина линзовидная, с четким килеватым краем. Камеры многочисленные, узкие, серповидно изогнутые. Многочисленные длинные и узкие септальные мостики протягиваются через всю камеру. Стекловидный колпачок в пупочной части отсутствует.

О п и с а н и е. Раковина линзовидная, с отчетливым острым периферическим краем, по которому тянется валикообразная кайма дополнительных отложений. С боковой стороны форма раковины правильно округлая, иногда слабоволнистая.

Камеры многочисленные, узкие, длинные, сильно изогнутые, почти серповидные. Наиболее резко изогнуты камеры в их периферической части, центральные части камер почти радиальные. Поверхность камер плоская. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—20, обычно 14—17, общее число камер — до 28; число оборотов $1\frac{1}{3}$ — $1\frac{1}{2}$. Количество камер наружного оборота у микросферических особей составляет 20—26, общее число камер — до 55, число оборотов $3\frac{1}{2}$.

Септальные мостики узкие, длинные, занимают всю ширину камеры, почти достигая последующего септального шва. Они отделены более широкими ямками (2—2,5 раза), неглубокими, овальной формы. Иногда ямки бывают суженные, щелевидные. Число мостиков у мегасферических особей 8—13, у молодых экземпляров оно может падать до 6, у микросферических особей — до 16.

Пупочная область плоская или слегка углубленная; в последнем случае она может иметь несколько отдельных зернышек дополнительных отложений. Стенка стекловидная, блестящая, гладкая, но у некоторых экземпляров она покрыта мельчайшими конусовидными бугорками. Устьевая поверхность имеет треугольные очертания, выпуклая; устье состоит из ряда многочисленных мелких отверстий круглой или овальной формы.

Размеры мегасферических особей: $L=0,37-0,21$ мм; $D=1,1-0,5$ мм; $D:L=4-2,5$, микросферических особей: $L=0,43-0,35$ мм; $D=1,3-1,0$ мм; $D:L=4-3$.

Изменчивость. Вид обладает исключительно широкой изменчивостью. Изменениям подвержены все морфологические элементы раковины. Форма раковины, линзовидная в типичном случае, может быть сжатолинзовидной, вздутолинзовидной или вздутолинзовидной с почти параллельными стенками. Острый периферический край изменяется в режущий, притупленный, сжатоокруглый и острый, отграниченный от остальной части раковины вогнутостями боковых стенок. Форма камер изменяется от узких серповидных у крупных или у микросферических форм до слабоизогнутых у мелких экземпляров. Септальные мостики, длина которых обычно равна ширине камеры, могут уменьшаться до $\frac{2}{3}$ ширины камеры. Разделяющие их ямки то мелкие, овальные, то узкие, щелевидные. По периферии может быть несколько (от 2 до 4) шипов. В широких пределах варьируют количественные данные раковины: число камер (в последнем обороте) — от 10 до 26, число септальных мостиков 6—16, размеры раковины — от 0,5 до 1,8 мм. Причину количественных изменений не всегда легко установить, так как они определяются всеми тремя типами изменчивости: фациальной, возрастной и связанной с половым диморфизмом. Треугольная устьевая поверхность может меняться от стреловидной до сжатоовальной, пупочная область — от вогнутой до слабовыпуклой, стенка — от гладкой до тонкогранулированной.

Сравнение. Благодаря широкой изменчивости отдельные экземпляры *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) могут иметь некоторое сходство с рядом других видов *Elphidium*. Сжатолинзовидные формы описываемого вида напоминают *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), но они никогда не достигают такой степени уплощенности, как последний вид, а также отличаются менее изогнутыми камерами, слабо возрастающими оборотами, отсутствием массы мелких гранул в области пупка. От *Elph. ortenburgense* (Eg.) этот вид отличается в 2 раза большей длиной септальных мостиков, отсутствием многочисленных гранул в области пупка, выпуклыми, а не параллельными боковыми стенками. Некоторые экземпляры *Elph. macellum* имеют в области пупка 2—3 гранулки и в этом случае они сходны с *Elph. crispum* (L.), у которых встречается слабо развитый умбональный диск. Но гранулки у *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) никогда не достигают таких крупных размеров, как у *Elph. crispum* (L.), и не сливаются в сплошной колпачок. Шиповатые формы описываемого вида имеют некоторое сходство с *Elph. aculeatum* (d'Orb.). Но в то время как *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) снабжен всего тремя—пятью зубчатыми шипами, расположенными на камерах последнего оборота, *Elph. aculeatum* (d'Orb.) имеет иглообразные шипы на каждой камере. Различия между этими видами в подобном случае особенно хорошо видны в шлифах [у *Elph. aculeatum* (d'Orb.) шипы имеются на всех камерах внутренних оборотов]. От *Elph. multacamerum* sp. nov. отличается в 2—3 раза большей длиной септальных мостиков, гораздо более изогнутыми камерами, плоской поверхностью камер. От *Elph. ligatum* sp. nov. отличается линзовидной формой раковины, заостренным килеватым периферическим краем, а также более сильно изогнутыми камерами.

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подолии *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) представляет наиболее обычное и широко распространенное ископаемое.

Возраст и распространение. В пределах Подолии *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) начинает встречаться с нижнего тортона. В верхнем тортоне количество его раковин в породе резко

возрастает, несколько уменьшаясь в отложениях нижнего сармата. В миоценовых отложениях Предкарпатского краевого прогиба *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) представляет обычное ископаемое и указывается М. Я. Серовой из стебникской свиты (гельвет), чаплинской свиты (нижний тортон), верхнего тортона и нижнего сармата. Из гельветских отложений прогиба вид указывается Ф. С. Путрей. В нижнемиоценовых отложениях Закарпатской области *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) был обнаружен И. В. Венглинским.

Аналогичные данные имеются для других частей СССР. В Никопольском марганцево-рудном районе этот вид встречен О. А. Каптаренко-Черноусовой в средиземноморских, нижне-, средне- и надсарматских (понт) осадках, на Кавказе он был установлен А. К. Богдановичем в чоксарских и нижнесарматских отложениях.

За рубежом Советского Союза *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) также пользуется широким географическим и стратиграфическим распространением. Наиболее древние отложения, в которых этот вид был найден, относятся по возрасту к аквитанскому и бурдигальскому ярусам нижнего миоцена — ряд департаментов Франции (Кэшмен).

О р и г и н а л. Экз. № 3438/2 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium fichtellianum (d'Orb.)

Приложение, табл. 2, 2a — в; табл. 3, 1.

1846. *Polystomella fichtelliana* d'Orbigny. Foram. foss. Vienne, p. 125, pl. VI, fig. 7—8.
 1867. *Polystomella fichtelliana* Reuss. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, vol. LV, 5, 106, Taf. 1.
 1868. *Polystomella fichtelliana* Karrer. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, vol. LVIII, S. 191, Taf. 1.
 1939. *Elphidium fichtellianum* Cushman. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae, Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 42, pl. 11, Fig. 12.
 1955. *Elphidium fichtellianum* Серова. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Госгеолтехиздат, стр. 346, табл. XVIII, 1—2.

Д и а г н о з. Раковина сжатая, дисковидная, со множеством узких, серповидно изогнутых камер. Мостики многочисленные, длинные. Обороты быстро возрастают по высоте.

О п и с а н и е. Раковина двояковыпуклая, дисковидная или очень сильно сжатая линзовидная. У дисковидных особей периферический край заостренный, боковые стенки раковины на большей части своего протяжения параллельны. У линзовидных особей край заостренный, апикальный угол 40—50°, боковые стенки слегка выпуклы или параллельны. Периферический край килеватый за счет стекловидной каймы дополнительных отложений. С боковой стороны форма раковины округлая или слегка вытянутая.

Сильно изогнутые серповидные камеры длинные, узкие, плоские. Возрастание оборотов весьма быстрое (на протяжении завитка в 2—3 раза). Число камер наружного оборота у мегасферических особей 11—20, обычно 12—15; общее число камер 18—31, обычно 21—24; число оборотов 1,5—2. Число камер наружного оборота у микросферических особей 16—25, общее число камер — до 40; число оборотов 2—3.

Септальные мостики очень узкие, длинные, вытянутые от одного септального шва до другого, разделены более широкими (в 2—2,5 раза) ямками. Число мостиков у мегасферических особей 6—7, доходит до 8—9, у микросферических особей 8—11. Сочетание мостиков и возвышающихся септальных швов (ребер) создает характерную «сетчатую» поверхность раковины.

Пупочная область боковых стенок ровная или плоскоуглубленная, заполненная мелкими гранулами дополнительных отложений. Гранулы

не образуют правильного диска и распространяются на прилегающие части камер. Стенка раковины также покрыта округлыми гранулами, но размеры их несравненно меньшие. Устьевая поверхность очень узкая, изогнутая, стреловидной формы. В основании ее расположено устье, состоящее из ряда мелких округлых отверстий.

Размеры мегасферических особей: $L=0,4-0,08$ мм; $D=1,1-0,5$ мм; $D:L=7-4$, микросферических особей: $L=0,45-0,2$ мм; $D=1,3-1,0$ мм; $D:L=7-4$.

Изменчивость. Морфологические признаки вида сильно варьируют. Значительные изменения числа камер (в последнем обороте 11—25), мостиков и размеров связаны с различными генерациями и возрастными стадиями. Не менее значительна фаціальная изменчивость данного вида. Меняются степень сжатия раковины от дисковидной до линзовидной и характер периферического края от сжатоокруглого до острого, количество дополнительных отложений в пупочной области и форма этой области (плоская или плоскоуглубленная). От среды обитания в значительной мере зависит размер раковины: у особей из глинистых илов и тонких глинистых песков раковина меньше, чем у особей из песчаных отложений. Меняются также степень возрастания высоты оборота и изогнутость септальных перегородок.

Сравнение. В нашем материале к описываемому виду близки некоторые особи *Elph. macellum* (Ficht. et Moll). *Elph. fichtellianum* (d'Orb.) отличается от них более сжатой дисковидной раковиной, более изогнутыми камерами, возрастанием оборотов и массой мелких гранул в области пупка. Наблюдается отдаленное сходство с *Elph. ortenbursense* (Eg.). Отличается от него дисковидной формой раковины, серповидно изогнутыми шовными линиями и в 2 раза большей длиной септальных мостиков.

Местонахождение. Широко распространенная форма миоценовых отложений Подолья. Из тортонских отложений был встречен в 70% образцов, из нижесарматских — в 40% образцов.

Возраст и распространение. В пределах Подолья отдельные экземпляры *Elphidium fichtellianum* (d'Orb.) встречаются в нижнем тортоне. Начиная с низов верхнего тортона, распространенность вида резко возрастает и достигает максимума в верхнем горизонте верхнего тортона (гор. Г). В бугловском горизонте нижнего сармата встречаемость вида несколько уменьшается, а в вышележащих горизонтах нижнего сармата резко падает (27% образцов).

Литературные данные не только подтверждают, но еще больше расширяют стратиграфический интервал вида. *Elph. fichtellianum* (d'Orb.) описан д'Орбigny из миоценовых отложений Венского бассейна и указывается для аналогичных отложений Европы рядом авторов (Каррер, Рейсс, Тола). Кэшмен и Озава обнаружили *Elph. fichtellianum* (d'Orb.) в аквитанском ярусе в ряде мест Франции и Египта, в бурдигальских отложениях Франции. Из плиоцена Италии вид был описан Кэшменом и Форназини. Кэшмен указывает также, что вид встречается в водах современного Средиземного моря.

Оригинал. Экз. № 3438/3 хранится в музее ГИН АН СССР.

Elphidium regina (d'Orb.)

Приложение, табл. 3, 3 а, б

1846. *Polystomella regina* d'Orbigny. Foram. foss. du bass. Tert. de Vienne, p. 129, pl. 6, fig. 23—24.

1895. *Polystomella regina* Karrer. Jahrb. Geol. Reichsanst., vol. XIV, Bd. 45, II. 1.

1932. *Elphidium regina* (d'Orb.) var. *caucasicum* Богданович и Федоров.

Тр. ПГРП, вып. 22, сер. А, стр. 18—19, рис. 23—26; табл. I, 11—14.

1939. *Elphidium regina* C u s h m a n. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae. US Geol. Surv., Prof. Pap., No 491, p. 44, pl. 11, fig. 19.
 1955. *Elphidium regina* С е р о в а. Стратиграфия и фауна фораминифер мпепеновых отложений Предкарпатья. Госгеолтехиздат, стр. 349, табл. XVIII, 5.

Диагноз. Раковина линзовидная, с четырьмя крестообразно расположенными шипами.

Описание. Раковина двояковыпуклая, линзовидная и сжато-линзовидная у микросферических особей, выпуклолинзовидная — у мегасферических особей. Периферический край в первом случае острый (апикальный угол $60-70^\circ$) или сжатоокругленный, во втором случае — тупой (апикальный угол $90-100^\circ$). Край раковины несет четыре толстых игловидных, крестообразно расположенных шипа, число которых варьирует от 3 до 5. Расположение шипов закономерное. Первый шип отходит от начальной камеры после образования $\frac{3}{4}$ оборота раковины. Второй шип возникает после образования одного оборота раковины. Третий шип образуется против первого шипа, а четвертый — против второго. Таким образом, каждый шип отстоит от предыдущего на $\frac{1}{4}$ оборота. В некоторых шипах прекрасно наблюдается продольная волокнистость. Эти волокна шипов внутри ранних оборотов могут расходиться, и тогда шип на некотором протяжении становится расщепленным. С боковой стороны форма раковины субквадратная или субтреугольная, у молодых особей — с выступающими в вершинах шипами. Камеры плоские, удлиненные, узкие, изогнутые в периферической части и выпрямляющиеся к центру раковины. Камеры последнего оборота у микросферических особей почти прямые. Если септальные мостики занимают не всю камеру, то оставшаяся часть камеры вздутая. Септальные швы слабо углублены. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 11—16, общее число камер 16—20, число оборотов $1\frac{1}{4}-1\frac{1}{2}$. Число камер наружного оборота у микроособей от 16 до 22, общее число камер — до 45, число оборотов $2\frac{1}{2}-3$.

Септальные мостики отчетливые, вытянутые, отделены глубокими и несколько более широкими ямками, занимают от $\frac{1}{2}$ до всей ширины камеры. Число мостиков у мегасферических особей 5—9, у микросферических особей в последних камерах 11—15.

Пупочная часть раковины плоская или едва углубленная. Под большим увеличением видно, что вся поверхность раковины покрыта мелкими, острыми пирамидальными гранулами, что придает поверхности шероховатый вид. Устьевая поверхность очень узкая, треугольная. Устье состоит из ряда мелких отверстий в основании поверхности.

Размеры мегасферических особей: $L = 0,27-0,48$ мм; $D = 0,62-0,45$ мм; $D:L = 2-2,5$, микросферических особей: $L = 0,43-0,30$ мм; $D = 1,1-0,9$ мм; $D:L = 2-3$.

Изменчивость. Фацциальная изменчивость описываемого вида невелика, с нею связаны колебание длины септальных мостиков и количество гранул, покрывающих поверхность раковины. Более значительна половая и возрастная изменчивость. Первая определяет степень сжатия раковины (плосколинзовидная у микроособей и выпуклолинзовидная у мегаособей), а также различное число камер последнего оборота и число оборотов. С возрастными колебаниями связано изменение формы раковины и числа шипов: молодые особи субтреугольные, с тремя шипами, взрослые — субквадратные, с четырьмя шипами; у особей старческой стадии появляется пятый шип. В старческий период уменьшаются высота оборотов и число септальных мостиков.

Сравнение. Наличие четырех шипов и их расположение резко отличают *Elphidium regina* (d'Orb.) от прочих шиповатых форм. Единственным видом, напоминающим *Elph. regina* (d'Orb.), является

современный *Elph. imperatrix* (B r a d y). Этот вид также имеет четыре крестообразных шипа, но отличается сигмоидальными шовными линиями и анастомозирующими септальными мостиками.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Относительно распространенная форма миоценовых отложений Подолы (Еленовка, Станиславовка, Врублевцы, Маково, Цыковка и ряд других мест).

В о з р а с т н а с п р о с т р а н е н и е. *Elph. regina* (d' O r b.) впервые появляется (очень редко) на территории Подолы в верхнем горизонте верхнего тортон (гор. Г). Расцвет этого вида падает на бугловский горизонт нижнего сармата, где он был встречен в 50% образцов. В вышележащих слоях нижнего сармата количество *Elph. regina* (d' O r b.) несколько уменьшается, оставаясь все же высоким (40%).

Вид впервые описан д'Орбины из миоценовых отложений Венского бассейна. По данным Каррера, для тех же мест, этот вид встречается в единичных экземплярах в отложениях II средиземноморского яруса и часто в сарматских осадках. Из сармата Волыни *Elph. regina* (d' O r b.) был описан П. А. Тутковским, из сармата Румынии — О. Протеску, из нижнего сармата Никопольского марганцеворудного района — О. К. Каптаренко-Черноусовой. А. К. Богданович считает этот вид типичной формой средне- и нижнесарматских отложений Северного Кавказа, Гурии и Кахетии.

О р и г и н а л. Экз. № 3438/4 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium aculeatum (d' O r b.)

Приложение, табл. 3, 2 a—d

1846. *Polystomella aculeata* d' O r b i g n y. Foram. foss. du bass. Tert. de Vienne, p. 131, pl. VI, fig. 27, 28.
 1863. *Polystomella aculeata* K a r r e r. Sitz. Akad. Wiss. Wien, vol. 48, S. 720.
 1932. *Elphidium aculeatum* Б о г д а н о в и ч и Ф е д о р о в. Тр. НГРП, вып. 22, сер. А, стр. 14—17, рис. (в тексте) 13—20; табл. I, 4—7.
 1939. *Elphidium aculeatum* C u s h m a n. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae. US Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 44, pl. 211, fig. 16.
 1955. *Elphidium aculeatum* С е р о в а. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатия. Госгеолтехиздат, стр. 344, табл. XVII, 6—7.

Д и а г н о з. Раковина линзовидная, с острым краем и значительным числом камер (больше 10) в наружном обороте. По периферии камер шипы. Узкие мостики занимают почти всю ширину камер.

О п и с а н и е. Раковина двояковыпуклая, линзовидная или сжато-линзовидная; периферический край острый, килеватый, часто с дополнительными отложениями в виде стекловидной каймы, что делает киль еще более четким. Боковые стенки выпуклые, у края раковины они иногда становятся слабовогнутыми, отграничивая киль от остальной части раковины. Апикальный угол 40—60°.

Периферический край несет шипы, форма которых весьма разнообразна: обычно они тонкие, острые, игловидные, иногда короткие и широкие, напоминающие зубья пилы, изредка бывают в виде небольших бугорков. В последнем случае типичные игловидные шипы видны на внутренних оборотах раковины. Обычно число шипов равно числу камер раковины, а расположены они против септальных швов. С боковой стороны форма раковины округлая, с ровным или слабо зазубренным краем за счет углублений между шипами. Камеры плоские, длинные и узкие у микросферических особей, более короткие и более широкие у мегасферических особей. Выпуклость их в сторону устья небольшая, уменьшающаяся по мере возрастания оборотов. Число камер наружного оборота

у мегасферических особей 11—17, общее число камер 15—25; число оборотов 1—1,5, редко $1\frac{3}{4}$. Число камер наружного оборота у микросферических особей 16—20, общее число камер достигает 45, число оборотов $2—2\frac{3}{4}$.

Септальные мостики тонкие, вытянутые, четкие, отделенные глубокими и более широкими ямками. Мостики занимают от $\frac{1}{2}$ до всей ширины камеры. Мостиков у мегасферических особей 6—9, у микросферических особей в последних камерах 10—14.

Пупочная часть раковины плоскоуглубленная, заполненная едва заметными гранулками дополнительного скелета. Такие же мельчайшие гранулки покрывают стенку раковины, что придает ей шероховатый вид. Устьевая поверхность узкая, треугольная, слабовыпуклая; в основании ее расположено устье, состоящее из ряда мелких отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,22—0,16$ мм; $D=0,62—0,37$ мм; $D:L=2,5$, микросферических особей: $L=0,37—0,2$ мм; $D=1,0—0,7$ мм; $D:L=2,5—4$.

И з м е н ч и в о с т ь. Индивидуальная изменчивость описываемой формы довольно широкая. Изменение размеров раковины ($1,0—0,37$) и числа камер (в последнем обороте 11—20) связано с половым диморфизмом и возрастными стадиями. Вид обладает высокой приспособляемостью к различным условиям обитания, что очень резко сказывается на его морфологии: меняются степень сжатия раковины, форма и размеры шипов, очертания периферического края (ровный округлый или неровно зазубренный), длина септальных мостиков ($\frac{1}{2}—1,0$ ширины камер), количество вещества дополнительного скелета в пупочной части и по киллю (различная толщина стекловидной каймы, которая может отсутствовать вообще).

С р а в н е н и е. Наиболее близкими по морфологии к *Elphidium aculeatum* (d'Orb.) являются *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. elegans* Segr., а также шиповатые формы *Elph. macellum* (Ficht. et Moll).

От первой формы описываемый вид отличается большим числом камер и их характером (у *Elph. josephina* (d'Orb.) они ромбовидные в сечении и шип отходит от середины камеры, а не от септального шва); число септальных мостиков здесь в 2 раза больше. От *Elph. elegans* Segr. отличается более длинными септальными мостиками (у *Elphidium elegans* Segr. они короткие и ямки имеют форму точек), формой шипов (у *Elph. elegans* Segr. они похожи на зубья пилы). От шиповатых экземпляров *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) отличается меньшей выпуклостью раковины, соответствием числа шипов числу камер, тогда как у *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) немногочисленные шипы расположены беспорядочно.

М е с т о н а х о ж д е н и е. *Elph. aculeatum* (d'Orb.) повсеместно распространен в миоценовых отложениях Подолии.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. В пределах Подолии эта форма характеризует верхний тортоп и нижний сармат. Описываемый вид является обычной формой миоценовых отложений Советского Союза, Западной и Южной Европы. *Elph. aculeatum* (d'Orb.) встречен П. А. Тутковским в ряде мест Волыни и Подолии в отложениях П средиземноморского и сарматского ярусов, Ф. Каррером и С. Синцовым указывается из сарматских отложений Кишинева, а Андрусовым — из аналогичных отложений Керченского полуострова. А. К. Богдановичем вид описан из нижнесарматских отложений р. Кубани, М. Я. Серовой — из верхнего тортона и нижнего сармата Западной Украины.

В центральной Европе *Elph. aculeatum* (d'Orb.) указывается как редкая форма отложений П средиземноморского яруса (Шуберт), но весьма распространенная в сарматских отложениях Венского бассейна

(д'Орбиньи, Каррер) и Баварии (Эггер). Из юго-восточной Европы (сармат) этот вид описан Каррером и Тола (Коста, Банат).

В южной Европе *Elph. aculeatum* (d'Orb.) характеризует миоценовые отложения о-ва Родос (Терквем) и ряда мест Италии (Малаголи, Форназини). Единичные экземпляры *Elph. aculeatum* (d'Orb.) были встречены в плейстоценовых отложениях о-ва Сицилия (Форназини, Сегуэнца).

В миоценовых отложениях других частей света этот вид не встречен (Северная и Южная Америка, Северная Африка, Австралия).

О р и г и н а л. Экз. № 3438/5 хранится в Музее ГИН АН СССР

Elphidium josephina

Приложение, табл. 4, 1a—e.

1846. *Polystomella josephina* d'Orbigny. Foram. foss. du bass. Tert. de Vinne, p. 130, pl. 6, fig. 25, 26.

1857. *Polystomella josephina* Egger. Neues Jahrb. für Min., S. 303, Taf. 15, Fig. 10, 11.

1932. *Elphidium josephina* Богданович и Федоров. Тр. ИГРИ, вып. 22, сер. А, стр. 17—18, рис. 21—22 (в тексте); табл. 1, 8—10.

1939. *Elphidium josephina* Cushman. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 43, pl. 11, fig. 15.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, сжатая, имеет ромбоидные камеры с шипами, число камер и коротких септальных мостиков небольшое.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, двояковыпуклая, сжатолинзовидная. Боковые стенки в области пупка почти параллельны. Периферический край острый, килеватый. Апикальный угол 40—50°. Край раковины несет острые тонкие шипики, число которых равно числу камер. Шипики сидят на угловатых выступах камер. С боковой стороны форма раковины округлая, с неровным, резко зазубренным краем.

Камеры короткие, слабо выпуклые в сторону устья, часто почти радиальные, ромбоидные или с угловатым наружным краем. Не занятая септальными мостиками часть камеры выпуклая. Септальные швы заметно углублены. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 7—10, общее число камер 8—14, число оборотов $\frac{3}{4}$ —1,0. Микросферических особей не встречено. Септальные мостики тонкие, иногда слабо заметные, расположены над шовными линиями и в очень незначительной степени распространяются на камеры. Их число у мегасферических особей 4—6. Пупочная часть раковины плоская или слегка выпуклая. Поверхность раковины усеяна мельчайшими гранулами, что под большим увеличением придает стенке шероховатый вид. Устьевая поверхность узкая, стреловидная. В основании ее расположено устье, состоящее из ряда мельчайших круглых отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,1-0,07$ мм; $D=0,31-0,25$ мм; $D:L=2,5-3,5$.

И з м е н ч и в о с т ь. У встреченных мегасферических особей признаки весьма постоянны. Меняется несколько форма камер: от правильно-ромбоидных до угловатых; меняется также изогнутость камер: от слабо выпуклых до радиальных.

С р а в н е н и е. *Elphidium josephina* (d'Orb.) резко отличается от остальных видов *Elphidium*, несущих по краю раковины шипы. Отличия этого вида от *Elph. aculeatum* (d'Orb.) заключаются в значительно меньшем количестве камер и септальных мостиков и в форме камер: у *Elph. josephina* (d'Orb.) они неправильно-ромбоидные, у *Elph. aculeatum* (d'Orb.) — узкие, изогнутые. От *Elph. elegans* Segr. отличается вдвое меньшим числом камер последнего оборота, большей (2—3 раза) длиной септальных мостиков, шловидной формой шипиков.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Редкий вид миоценовых отложений Подолии (Маково, Еленовка, Врублевцы и др.).

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. В верхнетортонских отложениях Подолии встречен в единичных экземплярах только в верхнем горизонте. Более распространенная форма бугловского горизонта нижнего сармата. В вышележащих слоях нижнего сармата представляет обычную форму.

Elph. josephina (d'Orb.) впервые описан д'Орбини из миоценовых отложений Венского бассейна. Из аналогичных отложений Баварии вид был описан Эггером. Каррер считает *Elph. josephina* (d'Orb.) типичной формой сарматских отложений Средней Европы и редкой формой II средиземноморского яруса. Такие же данные приводятся П. А. Тутковским для аналогичных отложений Волыни и Подолии. Фернзани указывает *Elph. josephina* (d'Orb.) как очень редкую форму плиоцена Калабрии (Италия).

О р и г и н а л. Экз. № 3438/6 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium echinus S e r o v a

Приложение, табл. 4, 2a—d

1955. *Elphidium echinus* С е р о в а. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Госгеолтехиздат, стр. 358, табл. XXI, 9—11.

Д и а г н о з. Раковина небольшая, с тонкими шипиками по краю, густо покрыта зернышками дополнительных отложений. Число мостиков и камер очень невелико. В сечении камеры имеют вид долек апельсина.

О п и с а н и е. Раковина небольшая по размеру, двояковыпуклая, вздутولينзовидная или округлая в сечении. Периодический край в первом случае сжатый, с тупым килем (апикальный угол 100°), во втором — округлый. Край несет тонкие острые игловидные шипики, расположенные против септальных швов. Число шипиков соответствует числу камер. С боковой стороны форма раковины округлая, с неровным волнистым краем.

Камеры короткие, сравнительно широкие, изогнутые, выпуклые, отделены углубленными септальными швами. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 7—9, общее число камер 9—12, число оборотов 1—1½. Число камер наружного оборота у микросферических особей 9—12, общее число камер до 19, число оборотов 1¾—2. Септальные мостики узкие и короткие, отделенные мелкими, несколько более широкими ямками; они занимают ½ ширины камеры. Число мостиков у мегасферических особей 4—5, у микросферических особей 6—7.

Пупочная область плоская или слабо углубленная. Раковина с поверхности покрыта многочисленными стекловидными шипиками и еще более мелкими гранулами молочно-белого цвета. Эта сложная грануляция придает очень характерный вид поверхности и маскирует скульптуру септальных мостиков. Устьевая поверхность у линзовидных особей — треугольной формы и почти треугольная у особей с округлым краем, слабо выпуклая. Устье представлено рядом мельчайших отверстий в основании поверхности (обычно наблюдается очень плохо).

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,22-0,18$ мм; $D=0,47-0,36$ мм; $D:L=2,1-1,7$, микросферических особей: $L=0,31-0,28$ мм; $D=0,62-0,40$ мм; $D:L=2-1,5$.

И з м е н ч и в о с т ь. Вид устойчив в своих морфологических признаках. Некоторые изменения наблюдаются в форме периферического края раковины (округлый или с тупым килем) и в количестве дополнительных отложений на поверхности. Последнее является следствием как

фацциальной изменчивости, так и возрастной: конечные камеры оборота обычно содержат меньше гранул, чем начальные, и форма мостиков и ямок здесь наблюдается лучше. Возрастная и половая изменчивость у этого вида невелика: количество камер и размеры раковины колеблются в небольших пределах.

С р а в н е н и е. *Elphidium echinus* S e r. весьма четко отличается от прочих липоватых форм этого рода общей шиноватостью всей поверхности, малыми размерами, числом камер и мостиков. Слабо гранулированные особи этого вида имеют некоторое сходство с молодыми особями *Elph. josephina* (d ' O r b.), но раковина последнего более сжатая, камеры имеют ромбовидную форму, мостики длиннее и шипик отходит от середины камеры, а не от септального шва, как у *Elph. echinus* S e r.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Относительно редкая, хотя и характерная форма миоценовых отложений Подолии (Врублевцы, Цыковка, Гусятин, Смотрич и некоторые другие места).

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Вид впервые описан Серовой из нижнесарматских отложений юго-западной окраины Русской платформы. В нашем материале *Elph. echinus* S e r. появляется в самом верхнем горизонте верхнего тортоня и более широко развит в бугловском горизонте нижнего сармата.

О р и г и н а л. Экз. № 3438/7 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium joukovi S e r o v a

Приложение, табл. 4, 3 а, б; табл. 5, 1 а, б

1955. *Elphidium joukovi* С е р о в а. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Госгеолтехиздат, стр. 355, табл. XXI, 1, 2.

Д и а г н о з. Раковина сжатая с боков, с изогнутыми камерами и очень короткими мостиками. Свободная от мостиков часть камеры резко вздута. В шлифах узнается по нешироким камерам, имеющим форму полумесяца или долек апельсина.

О п и с а н и е. Раковина двояко-выпуклая, дисковидная или сжато-линзовидная. У дисковидных особей периферический край сжато-заостренный, боковые стенки почти параллельны. У линзовидных особей край режущий, апикальный угол $70-60^\circ$, боковые стенки слабо выпуклые. С боковой стороны форма раковины округлая, с волнистым краем.

Камеры изогнутые, отчетливо вздутые, полудунной формы в шлифах. У некоторых экземпляров последние 3—4 камеры резко расширяются и вздуваются, занимая $\frac{1}{3}-\frac{1}{2}$ оборота. Септальные швы углубленные, пересекают периферический край в углублениях, что и создает его волнистость. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 7—12, обычно 10—12, общее число камер до 22; число оборотов $1-1\frac{3}{4}$. Число камер наружного оборота у микросферических особей 13—14, общее число камер — до 28; число оборотов $2\frac{1}{4}-2\frac{1}{2}$.

Септальные мостики тонкие, очень короткие, занимают не свыше $\frac{1}{3}$ ширины камеры. Ямки в 1,5—2 раза шире мостиков. Число мостиков небольшое: 4—6 у мегасферических особей, 6—7 у микросферических.

Пупочные части боковых стенок всегда углублены. В углублениях иногда отмечается несколько мелких гранул. Стенка раковины матовая, стекловидная, блестящая. В отдельных случаях она покрыта мелкими гранулами. Устьевая поверхность очень узкая, сильно изогнутая. В основании ее находится устье, состоящее из ряда мелких круглых отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,17-0,12$ мм; $D=0,62-0,40$ мм; $D:L=3,5$, микросферических особей: $L=0,21-0,20$ мм; $D=0,83-0,77$ мм; $D:L=3-3,5$.

Изменчивость. Фацциальная изменчивость описываемого вида относительно невелика. С нею связано изменение формы раковины от дисковидной до сжатой линзовидной и соответственно — изменение периферического края от сжато-заостренного до режущего. В небольших пределах колеблется длина септальных мостиков: обычно $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ ширины камеры, но у отдельных экземпляров мостики занимают половину камеры.

Изменение числа камер, связанное с половыми генерациями, также небольшое (в последнем обороте 10—14). Что касается уменьшения числа камер в последнем обороте до 7, то оно связано с возрастными стадиями.

Сравнение. В нашем материале очень отдаленное сходство *Elphidium joukovi* Ser. имеет с *Elph. angulatum* (Eg.), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.) и *Elph. inclarium* sp. nov. С первым описываемый вид сближают короткие мостики; отличия заключаются в несравненно большем сжатии раковины у *Elph. joukovi* Ser. Со вторым описываемый вид сходен по степени сжатия раковины, но резко отличается от него короткими мостиками, выпуклыми камерами, их меньшей изогнутостью. От *Elph. inclarium* sp. nov. отличается сжатой раковинкой, заостренным периферическим краем, изогнутыми камерами, отсутствием тончайшей грануляционной стенки.

Местонахождение. *Elph. joukovi* Ser. в миоценовых отложениях Подолья (Врублевцы, Гусятин, Голозубенцы, Миньковцы, Новая Гута и др.) встречается довольно часто, но в единичных экземплярах на образцах.

Возраст и распространение. Первые единичные экземпляры *Elph. joukovi* Ser. обнаружены в гор. Б верхнего тортона. В следующих горизонтах верхнего тортона вид установлен уже в значительно большем количестве (20% образцов). В нижне-сарматских отложениях он встречен в 27% образцов.

Оригинал. Экз. № 3438/8 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium microelegans Серова

Приложение, табл. 5, 2a—d.

1955. *Elphidium microelegans* Серова. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатя. Госгеолтехиздат, стр. 344, табл. XVI, 11—12.

Диагноз. Раковина небольшая, с острым килем и стекловидными колпачками в области пупка. Камеры почти прямые, с небольшим числом коротких и тонких мостиков.

Описание. Раковина небольшая, линзовидная или сжатой линзовидная. Периферический край острый, иногда режущий, без стекловидной каймы. Апикальный угол 70—50°. С боковой стороны форма раковины правильно-округлая, со слегка волнистым краем. Центральные части боковых поверхностей заняты стекловидными колпачками дополнительного скелета. Колпачки небольшие по размеру, но очень четкие, компактные, плоские или слегка выпуклые.

Камеры короткие, узкие, слабо изогнутые, почти радиальные. Незанятая септальными мостиками часть камеры отчетливо выпуклая. Возрастание высоты оборотов плавное, обороты низкие. Камеры отделяются углубленными септальными швами. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—13, общее число камер до 22, число оборотов $1\frac{1}{4}$ — $1\frac{3}{4}$; число камер наружного оборота у микросферических особей 15—17, общее число камер до 32, число оборотов $2\frac{2}{3}$.

Септальные мостики короткие, тонкие, плохо заметные у мегасферических особей; они располагаются над септальными швами, слабо распро-

страиваясь на поверхность камер (не более $\frac{1}{3}$ ширины камеры). Ямки, разделяющие мостики, в 2—3 раза шире мостиков; ямки хорошо заметны, имеют круглую форму. Количество септальных мостиков у мегасферических особей невелико: 3—5, у микросферических особей оно достигает 7—8.

Стенка раковины стекловидная, гладкая, матово-блестящая. Устьевая поверхность треугольная или сжато-треугольная, слегка выпуклая. В ее основании располагается устье, состоящее из ряда мелких круглых отверстий.

Размеры мегасферических особей: $L = 0,18—0,16$ мм; $D = 0,40—0,32$ мм; $D:L = 2$; микросферических особей: $L = 0,21$ мм; $D = 0,48—0,43$ мм; $D:L = 2$.

Изменчивость. Морфологические признаки вида меняются в незначительной степени. Форма раковины варьирует от линзовидной до сжато-линзовидной, периферический край — от острого до режущего. В небольших пределах изменяется размер стекловидного колпачка. Связанном половым диморфизма связано различное число камер (в последнем обороте 10—17) и септальных мостиков (3—8). Кроме того, у мегасферических особей камеры короче и меньше изогнуты, а септальные мостики очень тонкие.

Сравнение. Описываемый вид может быть сравнен с рядом видов рода *Elphidium* и рода *Canalifera* gen. nov., которые также имеют пупочные стекловидные колпачки. От *Canalifera eichwaldi* (Bogd.) описываемый вид отличается более сжатой раковинной, отсутствием стекловидной каймы по периферическому краю, иным строением септальных мостиков и ямок, меньшими размерами пупочных колпачков. От *Elphidium kudacoense* Bogd. отличается наличием острого периферического края раковины, более узкими и выпуклыми камерами, большим числом камер. От *Elph. flexuosum* (d'Orb.) отличается острым периферическим краем, значительно меньшим количеством камер и септальных мостиков, более короткими и выпуклыми камерами. От *Canalifera clara* sp. nov. резко отличается острым периферическим краем и линзовидной формой раковины.

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подолпы (Врублевцы, Новая Гута, Маково, Суриженцы и в ряде других мест) встречается относительно часто, но в единичных экземплярах на образцах.

Возраст и распространение. *Elphidium microelegans* Ser. появляется в верхнем тортоне. В бутловском горизонте нижнего сармата количество *Elph. microelegans* Ser. значительно уменьшается, а в вышележащих слоях нижнего сармата отсутствует. Этот вид впервые описан М. Я. Серовой из верхнего тортона юго-западной окраины Русской платформы и покутской свиты (верхний тортон) Предкарпатского краевого прогиба.

Оригинал. Экз. № 3438/9 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium ungeri (R e u s s)

Приложение, табл. 5, 3 а, б

1850. *Polystomella ungeri* R e u s s. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, vol. I, S. 369, Taf. 48, Fig. 2.

1939. *Elphidium ungeri* C u s h m a n. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae, US Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 44, pl. 11, fig. 20.

Диагноз. Раковина линзовидная, с толстой стекловидной каймой по периферическому краю. Камеры изогнутые, узкие, резко вздутые. Септальные швы глубокие. Септальные мостики очень короткие; они отделены круглыми ямками, число которых достигает 8—10.

О п и с а н и е. Раковина линзовидной формы; по периферическому краю ее проходит рельефно выраженная толстая округлая стекловидная кайма, благодаря которой край раковины имеет узловатый киль. От каймы отходят небольшие язычки в периферические части углубленных септальных швов. Поэтому кайма имеет четковидную форму. С боковой стороны раковина круглая, со слегка волнистыми очертаниями. Боковые стенки раковины выпуклые, пупочная область плоская, иногда имеет одну-две гранулы дополнительных отложений стекловидного вещества.

Камеры изогнутые, очень сильно выпуклые, валикообразные, узкие; они отделены глубокими септальными швами. Возрастание оборотов равномерное. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—14, общее число камер до 21, число оборотов $1\frac{1}{4}$ — $1\frac{1}{2}$.

Септальные мостики очень короткие, тонкие, плохо заметные; расположены они над септальными швами и почти не распространяются на поверхность камер. Ямки, разделяющие мостики, в 2 раза шире мостиков, округлые, хорошо заметные. Число септальных мостиков у мегасферических особей 8—10.

Стенка раковины толстая и массивная, матовоблестящая. Устьевая поверхность низкотреугольная, седловидная, слегка выпуклая. Устье расположено в основании и состоит из ряда мелких округлых отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,43 - 0,35$ мм; $D = 0,87 - 0,65$ мм; $D : L = 2$.

И з м е н ч и в о с т ь. У встреченных экземпляров признаки постоянны. В незначительных пределах колеблется степень сжатия раковины, толщина стекловидной каймы по периферическому краю; пупочная область плоская и имеет одну—две мелкие гранулы, но иногда слегка углублена и гранулы в ней отсутствуют.

С р а в н е н и е. Среди миоценовых форм очень отдаленное сходство имеется с *Elph. puscharowski* S e r. Описываемый вид отличается от него резко вздутыми и изогнутыми камерами, в 1,5—2 раза большим числом септальных мостиков, а также их формой: у *Elph. ungeri* (R e u s s) они очень короткие и тонкие, едва заметные, а у *Elph. puscharowski* S e r. мостики занимают от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ камеры, по ширине почти равны ямкам и хорошо видны.

Своеобразное сходство имеется с *Canalifera eichwaldi* (B o g d.), когда диски испещрены ямками и представляются совокупностью отдельных гранул. Отличительными чертами описываемого вида являются изогнутые, резко вздутые камеры и очень короткие септальные мостики (у *Canalifera eichwaldi* (B o g d.); камеры почти радиальные, широкие мостики отделены щелевидными ямками и занимают $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ камеры).

М е с т о н а х о ж д е н и е. В миоценовых отложениях Подольи (Цыковка, Маково, Врублевцы) встречается редко.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. *Elphidium ungeri* (R e u s s) был встречен в верхнетортонских осадках (горизонты Б и В). В сарматских отложениях он не обнаружен.

Вид впервые описан Рейссом из миоценовых отложений Австрии (известняки Лейта). Из тех же мест вид указывается Кэшменом, который также обнаружил *Elph. ungeri* (R e u s s) в миоценовых отложениях Италии (Флоренция).

О р и г и н а л. Экз. № 3438/10 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium hauerinum (d'O r b.)

Приложения, табл. 5, 1 a—г

1846. *Polystomella hauerina* d'O r b i g n y. Foram. foss. du bass. Tert. de Vienne, p. 122, pl. VI, fig. 1—2.

1932. *Elphidium hauerinum* Богданович и Федоров. Тр. ИГРП, вып. 22, сер. А, стр. 21—22, табл. I, рис. 19—21, в тексте рис. 31—32.
 1939. *Elphidium hauerinum* Cushman. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae. US Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 42, pl. 11, fig. 9.

Д и а г н о з. Раковина небольшая, овальная в осевом сечении, с широкоокруглым периферическим краем. Камеры короткие, слабо изогнутые, число их 9—12. Немногочисленные мостики протягиваются через всю камеру.

О п и с а н и е. Раковина небольшая по размеру, овальная в осевом сечении, слегка сжатая с боков. Периферический край широкоокруглый, без всяких признаков кила. Боковые стенки раковины слегка выпуклы, почти параллельны. Пупочная область отчетливо углубленная, имеет несколько мелких гранул. С боковой стороны форма раковины правильно-округлая, с едва заметной волнистостью края.

Камеры короткие, слабо изогнутые, почти радиальные; поверхность их слабо выпуклая, ширина небольшая. Септальные швы слегка углублены. Выпуклость камер и углубленность швов увеличиваются в их периферической части, что и создает волнистость края раковины. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 9—12, общее число камер 12—16, число оборотов $1\frac{1}{4}$ — $1\frac{1}{2}$.

Септальные мостики, узкие, длинные, рельефно выделяются на поверхности раковины; они покрывают всю ширину камеры, почти достигая другого септального шва; разделяются более широкими, вытянутыми, углубленными ямками овальной формы. Мостиков немного — у мегасферических особей их 4—5.

Устьевая поверхность широкоокруглая, слегка выпуклая. В основании ее располагается устье, состоящее из ряда мелких отверстий. Стенка стекловидная, гладкая.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,2—0,18$ мм; $D = 0,37—0,31$ мм; $D : L = 1,5—1,7$.

И з м е н ч и в о с т ь. Небольшое количество найденных экземпляров и отсутствие среди них микросферических особей не позволяют полностью выяснить фаціальную изменчивость данного вида и различия половых и бесполов генераций. Незначительным колебаниям подвержены степень сжатия раковины и округлость периферического края, а также углубленность пупочной области.

Кроме подобных типичных экземпляров *Elph. hauerinum* (d'Orb.), в нашем материале были обнаружены раковинки, которые отличаются вдвое меньшими размерами септальных мостиков. Свободная от мостиков половина камеры вздута, а шовные линии углублены больше. Эти экземпляры вполне соответствуют *Elph. hauerinum* (d'Orb.) в понимании Кэнимена, который описал и дал рисунки рассматриваемого вида по топотипическому материалу из Венского бассейна. Очевидно, или налицо изменчивость септальных мостиков у *Elph. hauerinum* (d'Orb.), или же экземпляры с короткими мостиками представляют самостоятельную разновидность. Необходимо отметить, что в нашем материале у одного экземпляра с короткими мостиками первые две камеры последнего оборота имели обычные длинные мостики этого вида.

С р а в н е н и е. Немногочисленные септальные мостики, занимающие всю (или почти всю) ширину камеры, являются наиболее характерным признаком вида, позволяющим легко отличить его от видов *Elphidium*, которые также обладают овальной раковиной с широкоокруглым краем. Помимо этого признака, от *Elph. antonina* (d'Orb.) описываемый вид отличается более короткими камерами, более сжатой раковиной, в 2 раза меньшим числом септальных мостиков, от *Elph. rugosum* (d'Orb.) — значительно более короткими и более широкими камерами,

в $1\frac{1}{2}$ —2 раза меньшим количеством их, в 2—3 раза меньшим числом септальных мостиков. Отдаленное сходство имеется с *Elph. striato-punctatum* (Ficht. et Moll), но последний резко отличается вздутой раковиной, узкими и многочисленными камерами, в 2—3 раза большим числом септальных мостиков, большими размерами раковины.

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подолны (Гусятин, Приворотье, Новая Гута, Колумбаевцы и др.) является довольно редким видом.

Возраст и распространение. В верхнестортоновых отложениях Подолны *Elph. hauerinum* (d'Orb.) встречен в виде единичных экземпляров во всех горизонтах верхнего тортона. В бугловском горизонте и в вышележащих слоях нижнего сармата этот вид не обнаружен, но он был встречен в глинистых плах, заполнявших трещину в рифовых известняках верхнего тортона. По возрасту пла могут быть моложе тортона и относиться к нижнему сармату.

В пределах Советского Союза известны единичные находки этой формы. В Крымско-Кавказской области (низовья р. Кубань) А. К. Богданович обнаружил *Elphidium hauerinum* (d'Orb.) в глинах нижнего сармата на границе с криптомактровыми слоями. В Закарпатской области этот вид встречен И. В. Венглинским в отложениях нижнего сармата. По сообщению М. Я. Серовой, редкие экземпляры *Elph. hauerinum* (d'Orb.) встречаются в нижнем сармате Предкарпатского краевого прогиба (р. Быстрица).

Оригинал. Экз. № 3438/11 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium antonina (d'Orb.)

Приложение, табл. 6, 1, а, б

1846. *Polystomella antonina* d'Orbigny. Foram. foss. du bass. Tert. de Vienne, p. 128, pl. 6, fig. 17, 18.

1939. *Elphidium antoninum* Cushman. Monogr. of Foram. fam. Nonionidae. US Geol. Surv., Prof. Pap., No 191, p. 43, pl. 11, fig. 14.

Диагноз. Раковина овальная, с широкоокруглым периферическим краем. Пунок слегка углублен. Камеры выпуклые, узкие, почти радиальные; число их 10—12. Септальные мостики, довольно многочисленные (8—10), занимают не менее половины камер.

Описание. Раковина овальная в осевом сечении, слегка сжатая. Периферический край широкоокруглый, без всяких признаков килия. С боковой стороны форма раковины округлая, очертания ее обычно волнисты. Боковые стенки раковины слабо выпуклы, почти параллельны. Пуночная область слегка вдавлена.

Камеры относительно узкие, почти прямые. Свободная от септальных мостиков часть камер выпуклая. Камеры отделены углубленными шовными линиями. Обороты довольно быстро возрастают по высоте: высота конца оборота в 2—2,5 раза превышает высоту его начала. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—12, общее число камер — до 20, число оборотов — 4,5.

Септальные мостики четкие, тонкие, вытянутые, занимают от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ ширины камер. Отделены удлинненными овальными языками; ямки в $1\frac{1}{2}$ —2 раза шире мостиков. Число септальных мостиков у мегасферических особей 8—10.

Стенка раковины гладкая, блестящая, стекловидная. Устьевая поверхность слегка выпуклая, округлоовальной формы. Устье расположено в основании поверхности и состоит из ряда мелких отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,2$ мм; $D = 0,7-0,4$ мм; $D:L = 2$.

И з м е н ч и в о с т ь. У встреченных экземпляров незначительным изменениям подвержены выпуклость камер и длина септальных мостиков. Основные признаки вида четкие и хорошо выдерживаются.

С р а в н е н и е. *Elphidium antonina* (d'O r b.) имеет некоторое сходство с рядом видов, обладающих округлым периферическим краем и овальной формой раковины в осевом сечении. Основным признаком, позволяющим легко отличить его от *Elph. angulatum* (Eg.), *Eph. latusorum* sp. nov., *Elph. listeri* (d'O r b.), является широкоокруглый периферический край, в то время как у первого из названных видов он сжатокруглый, слегка килеватый; у второго на большей части завитка имеется отчетливый тупой киль и лишь в конце последнего оборота край становится широкоокруглым; наконец, у последнего из указанных видов периферический край округло-заостренный, снабженный небольшим килем. Кроме того, *Elph. antonina* (d'O r b.) отличается от *Elph. angulatum* (Eg.) более длинными и узкими камерами, большим (почти в 2 раза) числом камер, вдвое большим числом септальных мостиков; от *Elph. latusorum* sp. nov. отличается правильноовальной в осевом сечении, слегка сжатой с боков раковиной и углубленной пупочной областью (у *Elph. latusorum* sp. nov. раковина неправильная, широкоовальная); от *Elph. listeri* (d'O r b.) отличается овальной формой раковины, тогда как у сравниваемого вида раковина приближается к линзовидной. *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. rugosum* (d'O r b.), *Elph. laloviensis* Wen g., *Elph. transcarpaticum* Wen g. имеют такой же, как и у *Elph. antonina* (d'O r b.), широкоокруглый периферический край. Однако внимание следует обращать на черты строения иного порядка.

Описываемый вид отличается от *Elph. hauerinum* (d'O r b.) удлиненными камерами, в 2 раза большим числом септальных мостиков и очень резко — длиной мостиков: у *Elph. antonina* (d'O r b.) они обычно занимают половину камеры, у *Elph. hauerinum* (d'O r b.) — почти всю камеру и отделены широкими овальными ямками.

От *Elph. rugosum* (d'O r b.) описываемый вид отличается менее сжатой раковиной, углубленным пупком, почти радиальными камерами, а также значительно меньшим числом камер и септальных мостиков [у *Elph. antonina* (d'O r b.) их, соответственно, 10—12 и 8—10, у *Elph. rugosum* (d'O r b.) камер 18—20, а мостиков свыше 12].

От *Elph. laloviensis* Wen g. резко отличается сжатой формой раковины (у сравниваемого вида раковина сильно вздутая, так что поперечник почти превышает половину ее диаметра), а также менее изогнутыми камерами.

От *Elph. transcarpaticum* Wen g. отличается довольно узкими, но прямыми камерами, более длинными и узкими септальными мостиками (у сравниваемого вида мостики очень короткие, — они не выходят за пределы септальных швов, но очень широки, а разделяющие их ямки, наоборот, очень узки).

М е с т о н а х о ж д е н и е. В миоценовых отложениях Подольи (Гусятин, Смотрич, Цыковка, Рачинцы и др.) является довольно редким видом.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. В виде единичных экземпляров *Elphidium antonina* (d'O r b.) встречен во всех трех горизонтах верхнего тортона. Этот вид переходит и в нижний сармат.

В пределах Советского Союза *Elph. antonina* (d'O r b.) был обнаружен только И. В. Венглинским — единичные экземпляры найдены в аргиллитах сарматского возраста Закарпатской области. В Западной Европе этот вид установлен в Венском бассейне и в Силезии.

О р и г и н а л. Экз. № 3438/12 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium listeri (d'Orb.)

Приложение, табл. 6, 2 а—г

1846. *Polystomella listeri* d'Orbigny. Foram. foss. du bass. Tert. de Vienne, p. 128, pl. VI, fig. 19—22.
 1955. *Elphidium listeri* Серова. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья, стр. 352, табл. XX, 3—4.

Д и а г н о з. Раковина линзовидная, с округло-заостренным периферическим краем (тупой киль). Камеры изогнутые, узкие и выпуклые; число их 10—14. Септальные мостики рельефные, занимают половину ширины камер; количество их 8—12.

О п и с а н и е. Раковина линзовидная, с округло-заостренным периферическим краем, по которому обычно проходит тонкая стекловидная кайма, благодаря чему раковина обладает небольшим килем. Аппикальный угол равен 90—130°. С боковой стороны раковина правильноокруглая, край ее слабо-волнистый. Боковые стенки выпуклые, пупочная область слегка углубленная, почти плоская.

Камеры изогнутые, выпуклые, относительно узкие. Возрастание оборотов плавное и постепенное. Камеры отделены углубленными септальными швами. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—12; общее число камер 17—23, число оборотов $1\frac{1}{2}$ —2; число камер наружного оборота у микросферических особей 12—14, общее число камер до 30, число оборотов $2\frac{1}{2}$ —2 $\frac{3}{4}$.

Септальные мостики четкие, тонкие, короткие, занимают от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ поверхности камер. Отделены неглубокими овальными ямками, которые по ширине в 2 раза превосходят мостики. Число септальных мостиков у мегасферических особей составляет 7—10, у микросферических особей достигает 12—13.

Стенка раковины гладкая, блестящая, стекловидная. Устьевая поверхность округленно-треугольная, выпуклая. Устье расположено в основании поверхности и состоит из ряда мелких круглых отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,36-0,28$ мм; $D=0,8-0,5$ мм; $D:L=2-1,8$, микросферических особей: $L=0,38$ мм; $D=0,79$ мм; $D:L=1,8$.

И з м е н ч и в о с т ь. Весьма изменчива форма раковины. За счет различной степени сжатия форма варьирует от широко-линзовидной с очень тупым килем (аппикальный угол 120—130°) до линзовидной с более заостренным периферическим краем (аппикальный угол 90—100°). Стекло-видная кайма, проходящая по краю раковины, иногда становится мало заметной. Слабо углубленная пупочная область может становиться плоской. Остальные морфологические элементы раковины — камеры, септальные мостики — существенным изменениям не подвержены.

Наличие отчетливого тупого кия несколько отличает данную форму от *Elphidium listeri*, впервые описанного д'Орбини. На рисунке и в описании этого автора *Elph. listeri* (d'Orb.) имеет сжатокруглый периферический край с намечающимся тупым килем. По-видимому, это обстоятельство заставляет Кэшмена неправильно считать *Elph. listeri* (d'Orb.) синонимом *Elph. antonina* (d'Orb.). Имеющийся в нашем распоряжении материал показывает, что периферический край описываемого вида изменчив, но он никогда не становится широкоокруглым, как у *Elph. antonina* (d'Orb.), от которого этот вид отличается и рядом других признаков.

С р а в н е н и е. Форма раковины и периферического края позволяет легко отличить *Elphidium listeri* (d'Orb.) как от видов с широкоокруглым краем, так и от видов с острым периферическим краем.

Легко отличается описываемый вид также от *Elph. latusorum* sp. nov., *Elph. ukrainicum* sp. nov., *Elph. angulatum* (E g.), у которых слабо намечается тупой киль, так как у *Elph. listeri* (d'O r b.) раковина всегда линзовидная, а край ее более заострен.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Довольно распространенный вид миоценовых отложений Подолии (Баговица, Княжполь, Новая Гута, Маково, Цыковка и др.), но обычно встречается в виде единичных экземпляров в образце.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. *Elph. listeri* (d'O r b.) — обычная форма верхнего тортона. В осадках нижнего сармата и в бугловском горизонте этот вид нами не встречен. Из нижнего сармата Подолии *Elph. listeri* (d'O r b.) указывается М. Я. Серовой.

О р и г и н а л. Экз. № 3438/13 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium angulatum (E g g e r)

Приложение, табл. 7, 2 а, б

1857. *Polystomella angulata* E g g e r. Neues Jahr. für Min., S. 302, Taf. 15, Fig. 5, 6.
1932. *Elphidium angulatum* Б о г д а н о в и ч и Ф е д о р о в. Труды ИГРИ, сер. А. вып. 22, стр. 20—24, рис. 27—30; табл. 1, 15—18.

Д и а г н о з. Раковина небольшая, овальная, со сжатоокруглым или слегка килеватым периферическим краем. Немногочисленные камеры короткие, широкие, выпуклые. Септальные мостики очень короткие и немногочисленные.

О п и с а н и е. Раковина овальная в осевом сечении, с выпуклыми боковыми сторонами. Периферический край в последних камерах округлый, в начальной части последнего оборота намечается тупой киль. С боковой стороны форма раковины округлая, с волнистым краем. Пупочная область плоская.

Камеры короткие, слабо изогнутые, довольно широкие, сильно выпуклые; они отделены глубокими шовными линиями. Число камер наружного оборота у мегасферических особей равно 7—8.

Септальные мостики короткие, тонкие, занимают $\frac{1}{3}$ поверхности камеры. Ямки овальные, неглубокие, вдвое шире мостиков. Число септальных мостиков у мегасферических особей 4—6. По углубленным швам мостики с одной стороны раковины переходят на другую.

Стенка тонкая, стекловидная, гладкая. Устьевая поверхность слегка выпуклая, с широкоовальными очертаниями. Устье, расположенное в ее основании, состоит из ряда очень мелких отверстий округлой формы.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,25-0,23$ мм; $D=0,45-0,40$ мм; $D:L=1,7-1,8$.

И з м е н ч и в о с т ь. У обнаруженных экземпляров признаки существенно не изменяются.

С р а в н е н и е. *Elphidium angulatum* (E g.) имеет некоторое сходство с *Elph. antonina* (d'O r b.) и *Elph. ukrainicum* sp. nov. благодаря овальной форме раковины и коротким септальным мостикам. От первого отличается сжатоокруглым, слегка килеватым периферическим краем, короткими и более широкими камерами, меньшим числом камер, септальных мостиков и меньшими размерами. От *Elph. ukrainicum* sp. nov. значительно отличается выпуклоовальной формой раковины, короткими и более широкими камерами, расширением камер в боковом направлении по мере роста.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Встречается редко (Елснровка, Гусятин, Новая Гута).

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. В Подолии — верхний тортон и бугловский горизонт нижнего сармата. Из нижнего сармата Закарпатской области указывается И. В. Венглинским. О. К. Каптаренко-Черноусова обнаружила единичные экземпляры вида в породах II средиземноморского яруса в Никопольском районе. Из нижнесарматских отложений Крымско-Кавказской области вид описан А. К. Богдановичем.

Впервые описан Этгером из миоценовых отложений Нижней Баварии. О р и г и н а л. Экз. № 3438/14 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium ligatum sp. nov.

Приложение, табл. 7, 1 а — б; табл. 8, 1

Д и а г н о з. Раковина сжатая с боков, с округлым периферическим краем. Камеры многочисленные, узкие, плоские, слабо изогнутые, септальные мостики занимают $\frac{2}{3}$ ширины камеры.

О п и с а н и е. Раковина овальная в осевом сечении, сжатая с боков, с округлым периферическим краем. Боковые стенки в типичном случае параллельны. С боковой стороны форма раковины правильно-округлая. Пупочная область углубленная, заполненная небольшим числом зернышек кальцита неправильной формы.

Камеры узкие, плоские, слабо изогнутые. Высота конца оборота в $2-2\frac{1}{2}$ раза превышает высоту начала оборота. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—15, общее число камер до 24, число оборотов 1,3—1,2; число камер наружного оборота у микросферических особей 14—19, общее число камер до 35, число оборотов 2,5—3,3.

Септальные мостики узкие, длинные, занимают $\frac{2}{3}$ ширины камеры, отделены неглубокими, вытянутыми ямками овальной формы, которые по ширине в $1\frac{1}{2}-2$ раза превосходят мостики. Число мостиков у мегасферических особей 7—9, у микросферических 10—13. Дополнительные отложения по периферическому краю обычно нет, и мостики одной стороны камеры составляют непрерывный ряд с мостиками другой стороны.

Блестящая стекловидная стенка раковины покрыта мельчайшими бугорками прозрачного дополнительного вещества. Устьевая поверхность имеет седловидную форму с округленным внешним краем. Устье состоит из ряда мелких округлых отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L=0,28-0,24$ мм; $D=0,67-0,55$ мм; $D:L=2,4-2,6$, микросферических особей: $L=0,41-0,39$ мм; $D=1,06-0,77$ мм; $D:L=2,5$.

И з м е н ч и в о с т ь. Признаки вида изменяются в небольших пределах. Округлый периферический край может становиться сжато-округлым, а стенки из параллельных переходят в едва выпуклые. В типичном случае край раковины не имеет дополнительных отложений, но иногда появляются очень тонкая стекловидная кайма или отдельные стекловидные бугорки, располагающиеся на выпуклых частях камер, свободных от мостиков. Изменение размеров раковины и числа камер (в последнем обороте 10—19) связано главным образом с половыми и бесполовыми генерациями. Кроме того, у микросферических особей камеры длинные и несколько более изогнуты.

С р а в н е н и е. Описываемый вид, по-видимому, является родственным *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll) и может быть сравнен как с ним, так и с близкими к нему видами. От *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) и *Elph. ortenburgense* (Eg.) легко отличается округлым

краем и сжатой формой раковины с параллельными стенками, а также менее изогнутыми камерами. От *Elph. fichtellianum* (d'O r b.) отличается гораздо меньшим сжатием раковины с боков, отсутствием хорошо развитого дополнительного скелета в области пупка, менее изогнутыми камерами. Из других видов *Elphidium* имеет отдаленное сходство с *Elph. multacamerum* sp. nov., отличаясь от него округлым периферическим краем, вдвое большей длиной септальных мостиков, узкими плоскими камерами.

Место нахождения. В миоценовых отложениях Подолии является относительно редким видом. Встречается (Цыковка, Еленовка, Княжполь, Маково и ряд других мест) в виде единичных экземпляров на образце.

Возраст. *Elphidium ligatum* проходит через весь верхний тортон и встречен в бугловском горизонте нижнего сармата.

Голотип. Экз. № 3438/15 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium multacamerum sp. nov.

Приложение, табл. 9, 1 а—с

Диагноз. Раковина линзовидная с острым краем; короткие камеры слабо изогнуты, мостики занимают свыше половины ширины камеры; остальная часть камеры вздута.

Описание. Раковина двояковыпуклая, линзовидная или сжато-линзовидная. Выпуклые боковые стенки сходятся под острым углом, образуя четкий и резкий киль. Апикальный угол 50° . По периферическому краю проходит тонкая валикообразная кайма стекловидного дополнительного вещества. С боковой стороны форма раковины правильно-округлая со слабоволнистым краем.

Камеры короткие и достаточно широкие у мегасферических особей с очень большой начальной камерой, более суженные и удлиненные у остальных мега- и микросферических особей. Изогнутость камер у линзовидных форм слабая, у сжатолинзовых — нормальная. Не занятая септальными мостиками часть камеры резко выпуклая. Септальные швы углублены. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 8—10, число оборотов $\frac{3}{4}$ — $1\frac{1}{4}$, общее число камер 8—12; число камер наружного оборота у микросферических особей 12—14, число оборотов $2\frac{1}{2}$ —3, общее число камер — до 32.

Септальные мостики утолщенные, рельефные, отделенные глубокими и более широкими (в $1\frac{1}{2}$ —2 раза) ямками; занимают от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ ширины камеры. Число мостиков у мегасферических особей 7—10, у микросферических 10—12.

Пупочная часть раковины слегка углублена, несет несколько мельчайших гранул дополнительного скелета, с которыми незаметно сливаются швы. Устьевая поверхность треугольная, слабовыпуклая. В основании ее расположен ряд мелких отверстий округлой формы.

Размеры микросферических особей: $L = 0,41$ — $0,25$ мм; $D = 0,96$ — $0,62$ мм; $D:L = 2,5$, мегасферических особей: $L = 0,32$ — $0,24$ мм; $D = 0,76$ — $0,64$ мм; $D:L = 2,7$ — $2,2$.

Изменчивость. Особи описываемого вида довольно устойчивы в своих основных признаках. В небольших пределах изменяются степень сжатия раковины и длина септальных мостиков. Колебания числа камер (в последнем обороте 8—14) и размеров связаны с различными генерациями и возрастными стадиями. С явлением диморфизма связано также небольшое изменение формы камер: от короткой, имеющей форму дольки апельсина, до удлиненной, слабо изогнутой.

Сравнение. От *Elph. macellum* (Ficht. et Moll) резко отличается вдвое—втрое меньшей длиной септальных мостиков и выпуклой частью камеры, свободной от мостиков, меньшей изогнутостью камер. От *Elph. fichtellianum* (d'Orb.) отличается гораздо меньшей сжатостью раковины, в 3 раза меньшей длиной септальных мостиков, меньшей изогнутостью камер, отсутствием хорошо развитого дополнительного скелета в области пупка. От *Elph. ligatum* sp. nov. отличается острым периферическим краем, втрое меньшей длиной септальных мостиков, более широкими камерами.

Местонахождение. Довольно распространенная форма миоценовых отложений Подолии (Маково, Голозубенцы, Княжполь, Станиславовка, Миньковцы и др.).

Возраст. Верхний тортон — бугловский горизонт нижнего сармата.

Голотип. Экз. № 3438/16 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium ferrentegranulum sp. nov.

Приложение, табл. 8, 3 а, б

Диагноз. Раковина небольшая, линзовидная, с четким диском гранул в углубленной пупочной области, от которого отходят короткие, узкие камеры с небольшим количеством септальных мостиков (4—5).

Описание. Раковина небольшая по размеру, линзовидная. Периферический край острый, отчетливый, по нему проходит тонкая стекловидная кайма дополнительных отложений. Пупочная часть раковины отчетливо углубленная. Вогнутость выполнена правильным диском гранул, которые ограничиваются пунком. Септальные швы доходят до края диска гранул и резко обрываются, что делает камеры очень короткими. С боковой стороны форма раковины правильноокруглая, со слабо волнистым краем.

Камеры короткие, узкие, слабоизогнутые, плоские, по незанятая септальными мостиками небольшая часть камеры резко выпуклая. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—13.

Септальные мостики тонкие, вытянутые; они разделены глубокими и более широкими (в 2 раза) ямками. Занимают $\frac{2}{3}$ ширины камеры. Мостиков всегда немного: 4—5.

Устьевая поверхность треугольная, с выпуклыми сторонами. В основании поверхности расположено устье, состоящее из ряда очень мелких округлых отверстий.

Размеры мегасферических особей: $L=0,03$ мм; $D=0,11—0,10$ мм; $D:L=3,2—3,5$.

Изменчивость. Признаки вида очень устойчивы. В небольших пределах меняется только размер диска гранул; отдельные гранулы могут заходить на поверхность раковины, прилегающую к диску.

Сравнение. *Elphidium ferrentegranulum* sp. nov. резко отличается от остальных видов этого рода из миоцена Подолии. Некоторое сходство этот вид имеет с *Elph. ortenburgense* (Eg.), но у вида Эггера в пупочной области находится всего несколько бугорков дополнительного вещества, тогда как у описываемого вида имеется диск гранул. Число септальных мостиков у *Elph. ortenburgense* в 3 раза превышает количество мостиков у *Elph. ferrentegranulum* и сами мостики короче. Камеры *Elph. ortenburgense* сильно изогнуты, а септальные швы почти сходятся в одной точке (в центре раковины).

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подолии

(Новая Гута, Миньковцы, Голозубенцы, Княжполь и др.) является редким видом.

В о з р а с т. *Elph. ferrentegranulum* sp. nov. встречен в кровле верхнего горизонта (гор. Г), а также в бугловском горизонте нижнего сармата. В более высоких слоях нижнего сармата этот вид не обнаружен.

Г о л о т и п. Экз. № 3438/17 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium latusorum sp. nov.

Приложение, табл. 10, 1 а — с

Д и а г н о з. Раковина широкоовальная. Периферический край с тупым килем в процессе онтогенеза превращается в округлый. Камеры многочисленные, изогнутые, выпуклые, быстро возрастающие в высоту и толщину. Мостики занимают меньше половины камеры. Пупок плоский.

О п и с а н и е. Раковина в осевом сечении широкоовальная, с выпуклыми боковыми сторонами. Периферический край на начальных стадиях развития и в первой половине последнего оборота тупо-приостренный, в конце последнего оборота становится широкоокруглым. С боковой стороны форма раковины округлая или несколько вытянутая в направлении наибольшего диаметра. Пупок плоский или слегка выпуклый.

Камеры удлиненные, относительно узкие, изогнутые. Свободная от септальных мостиков часть камеры вздута. Камеры разделены глубокими шовными линиями. Возрастание оборотов довольно быстрое: высота конца оборота превышает высоту его начала в 2—2,5 раза. Так как одновременно с увеличением высоты камера расширяется в боковом направлении, создается характерная для этого вида неправильно овальная форма раковины в осевом сечении. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 8—14, общее число камер до 21, число оборотов 1,3—1,5; число камер наружного оборота у микросферических особей 12—17, общее число камер до 38, число оборотов 2,5—3.

Септальные мостики тонкие, занимают от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ камеры; разделены неглубокими широкими ямками овальной формы. Число мостиков, у мегасферических особей равное 7—11, у микросферических достигает 15.

Стенка довольно толстая, гладкая, стекловидная. Устьевая поверхность широкая, выпуклая, глубоко врезанная в предыдущий оборот, широкоокруглой формы. Устье расположено в основании поверхности и состоит из серии (12—20) отверстий округлой формы; часто превращается в ситовидное.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,50—0,35$ мм, $D = 0,90—0,57$ мм, $D:L = 1,3—2$, микросферических особей: $L = 0,60—0,52$ мм; $D = 1,1—0,85$ мм; $D:L = 1,7—2$.

И з м е н ч и в о с т ь. Очень сильно подвержена изменениям внешняя форма раковины. Можно выделить 5 типов формы раковины:

1) вздутоовальная раковина, почти шаровидная (с отношением $D:L = 1,2$), с широкоокруглым периферическим краем; такая форма характерна для экземпляров из глинистых осадков, отлагавшихся в условиях слабой гидродинамической активности водных масс, а также для мегасферических особей, достигших полного развития;

2) овальная в осевом сечении раковина с тупым килем, иногда даже слегка сдавленная. Встречается у экземпляров из грубокластических осадков сублиторальной зоны, а также у мега- и микроособей, которые не достигли своего полного развития;

3) правильноовальная раковина со сжатоокруглым килем, в сечении эллиптическая. Встречается у микро- и мегасферических особей,

у которых камеры при возрастании высоты слабо распираются в боковом направлении;

4) неправильноовальная раковина в осевом сечении с тупым килем; встречается наиболее часто; характеризует микро- и мегасферические особи, не достигшие полного развития;

5) неправильно-овальная раковина с округлым периферическим краем. Типична для раковин, достигших полного развития. Наиболее часто встречается у микросферических особей.

Остальные морфологические признаки (длина септальных мостиков, изогнутость и выпуклость камер, их длина) меняются в незначительной степени. В связи с половым диморфизмом количественные данные вида — размеры, число камер (в последнем обороте 8—17), число мостиков (7—15) — подвержены существенным изменениям.

С р а в н е н и е. *Elphidium latusovum* sp. nov. имеет некоторое сходство с рядом видов этого рода, которые обладают овальной формой раковины с округлым краем или тупым килем, а также изогнутыми камерами с короткими септальными мостиками.

От *Elph. antonina* (d'Orb.) отличается присутствием тупого киля на большей части завитка, неправильной широкоовальной формой раковины, плоской пупочной областью.

Отдаленное сходство имеется с *Elphidium labriensis* Weng.; отличается от этого вида неправильноовальной формой раковины, тупым килем, несколько меньшей выпуклостью боковых сторон.

Форма раковины и изменение периферического края в процессе онтогенеза позволяют легко отличить описываемый вид от *Elph. transcarpaticum* Weng., который обладает сжатоовальной раковиной, широкими камерами и короткими, широкими септальными мостиками, разделенными узкими ямками.

Тупой киль, сменяющийся в последних оборотах округлым краем, несколько сближает описываемый вид с *Elph. angulatum* (Eg.). *Elph. latusovum* отличается от него более выпуклой раковиной, изогнутыми, суженными и удлинненными камерами, большим числом камер и септальных мостиков, большими размерами.

От *Elph. subumbilicatum* (Czjzek) резко отличается отсутствием углубления в пупочной области и значительно более тупым килем (у сравниваемого вида на месте пупка узкое, воронковидное углубление, киль приотсрещенный, форма раковины приближается к выпукло-линзовидной).

М е с т о п а х о ж д е н и е. Описываемый вид в миоценовых отложениях Подолья является относительно распространенным. Встречен в виде отдельных экземпляров в 12% образцов (Приворотье, Печера, Карачковцы, Еленовка, Гусятин и в других местах). В нескольких образцах из пород верхнего тортона, отобранных у дер. Цыковка, количество экземпляров на образец достигает 600—800.

В о з р а с т. *Elphidium latusovum* sp. nov. проходит через весь верхний тортон, бугловский горизонт нижнего сармата, а также встречен (редко) в вышележащих слоях нижнего сармата.

Г о л о т и п. Экз. № 3438/18 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium stellans sp. nov.

Приложение, табл. 8, 2 а — г

Д и а г н о з. Раковина сжатая с боков, со стекловидной каймой по периферическому краю. Углубленные швы образуют у пупка звездчатую фигуру. Септальные мостики очень короткие, единичные.

О п и с а н и е. Раковина сжато-линзовидная, в осевом сечении вытянуто-эллиптическая. Периферический край сжатоокругленный; по нему проходит толстая, округлая, рельефно выраженная кайма стекловидного вещества. От каймы отходят небольшие язычки в периферические части углубленных септальных швов. В связи с этим кайма имеет четковидную форму: у септальных швов кайма расширяется, между ними слегка сужается. С боковой стороны раковина круглая, со слегка волнистыми очертаниями. Боковые стенки раковины почти параллельны. Область пупка углубленная.

Камеры слабо изогнуты, вышуклы, довольно узки, отделены глубокими септальными швами, которые, сливаясь с вогнутым пупком, образуют характерную звездчатую фигуру. Возрастание оборотов постепенное. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—12, общее число камер 20, число оборотов $1\frac{1}{2}$ — $1\frac{3}{4}$. Число камер наружного оборота у микросферических особей 14—15, общее число камер до 30, число оборотов $2\frac{1}{2}$.

Септальные мостики тонкие, очень короткие; они расположены над септальными швами и почти не распространяются на поверхность камер. Хорошо наблюдаются только в последних камерах. Разделяющие их ямки более широкие (2—2,5 раза), часто имеют круглую форму. Число мостиков 4—5.

Стенка белая, блестящая, стекловидная. Устьевая поверхность имеет треугольную форму с закругленной вершиной, глубоко врезана в предыдущий оборот. Устье состоит из ряда мелких отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,20$ — $0,48$ мм; $D = 0,45$ — $0,35$ мм; $D:L = 2,5$ — $2,2$, микросферических особей: $L = 0,25$ — $0,23$ мм; $D = 0,60$ — $0,49$ мм; $D:L = 2,5$.

И з м е н ч и в о с т ь. Морфологические признаки вида четкие и меняются в очень небольших пределах. Слегка колеблется степень сжатия линзовидной раковинки, толщина стекловидной каймы и септальных мостиков.

С р а в н е н и е. Благодаря стекловидной кайме по краю раковины и коротким мостикам, расположенным в углубленных швах, описываемый вид имеет отдаленное сходство с *Canalifera eichwaldi* (Bogd.) и *Elphidium ungeri* (Reuss). От первого он резко отличается отсутствием стекловидного умбонального колпачка, а также сжатой формой раковины; от *Elph. ungeri* (Reuss) отличается сжатой формой раковины, закругленным (а не острым) периферическим краем, вдвое меньшим числом септальных мостиков, менее изогнутыми камерами. От *Elph. puscharowski* Seg. этот вид отличается сжатой формой раковины и в 2—3 раза более короткими септальными мостиками.

М е с т о н а х о ж д е н и е. В миоценовых отложениях Подолья (Новая Гута, Маково, Приворотье и др.) встречается относительно редко, в виде отдельных экземпляров на образце.

В о з р а с т. *Elph. stellans* sp. nov. встречен только в нижней половине верхнего тортона (гор. Б).

Г о л о т и п. Экз. № 3438/19 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium inclaram sp. nov.

Приложение, табл. 9, 2 а — в

Д и а г н о з. Раковина небольшая, тонкостенная. Край сжатоокруглый с едва намечающимся тупым килем. Камеры слабо изогнутые с мелкими единичными мостиками. Стенка покрыта мельчайшими гранулами.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, сжато- или линзовидно-овальная в осевом сечении. Периферический край в первом случае — сжато-округленный с неясным тупым килем, во втором случае — более отчетливый, приостренный. С боковой стороны раковина круглая, с волнистым краем. Пупочная область слабо углубленная или плоская.

Камеры короткие, слабо изогнутые, неширокие, отчетливо выпуклые. Возрастание оборотов плавное, обороты низкие. Камеры отделены углубленными септальными швами.

Число камер наружного оборота у мегасферических особей 7—10, общее число камер до 16, оборотов 1—1,5; число камер наружного оборота у микросферических особей 12—14, общее число камер — до 23, число оборотов 2.

Септальные мостики очень короткие, узкие; они расположены над септальными швами и почти не распространяются на поверхность камеры. Разделяющие их ямки несколько шире и имеют форму точек. Количество мостиков 4—5. При плохой сохранности мостики наблюдаются неясно.

Стенка раковины тонкая, с поверхности покрыта мельчайшими стекловидными гранулами, которые придают ей характерную шероховатость. Гранулки то равномерно покрывают поверхность, то сосредоточиваются в углубленных швах и в пупке. Устьевая поверхность слабо выпуклая; в основании ее расположен ряд мелких отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,24—0,20$ мм; $D = 0,44—0,37$ мм; $D : L = 1,8$, микросферических особей: $L = 0,26$ мм; $D = 0,57$ мм; $D : L = 2,2$.

И з м е н ч и в о с т ь. В небольших пределах изменяются степень сжатия раковины — от линзовидной до сжато-линзовидной и соответственно — форма периферического края: от округлого до приостренного. Меняется и орнаментация поверхности.

С р а в н е н и е. Сочетание тонкостенной раковины с небольшим количеством мостиков и мельчайшими гранулами на поверхности резко отличает описываемый вид от ископаемых и современных видов *Elphidium*. В нашем материале наблюдается некоторое сходство с *Elph. echinus* S. et G., когда у него бывают отломаны отходящие от камер шипы. Но *Elph. inclarum* sp. nov. имеет слабо изогнутые короткие камеры, а не в форме долек апельсина; грануляция стенки намного тоньше и меньше; форма раковины более сжатая.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Редкий вид в миоценовых отложениях Подолии (Новая Гута, Маково, Китайгород).

В о з р а с т. *Elph. inclarum* sp. nov., несмотря на редкую встречаемость, может служить руководящей формой для верхней части верхнего тортона (гор. Г) и низов нижнего сармата (бугловский горизонт).

Г о л о т и п. Экз. № 3438/20 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium mirandum sp. nov.

Приложение, табл. 10, 2 а, б

Д и а г н о з. Раковина небольшая, с округлым периферическим краем и диском гранул в области пупка. Выпуклые радиальные камеры имеют небольшое число коротких мостиков.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, сжато-овальной формы, слегка вогнутая в пупочной области. Периферический край округлый. С боковой стороны форма раковины правильноокруглая. Углубленная пупоч-

ная область заполнена массой мелких четких гранул, не сливающихся между собой и образующих правильный диск.

Камеры короткие, слабо изогнутые, почти радиальные. Незанятая септальными мостиками часть камеры резко вздутая. Камеры разделяются углубленными септальными швами. Выпуклые камеры и углубленные швы начинаются от умбонального диска гранул; они пересекают периферический край, делая его неровным, не изменяя своей формы. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 6—10, у микросферических 10—13.

Септальные мостики короткие, утолщенные, очень четкие; они занимают $\frac{1}{3}$ ширины камеры. Число мостиков очень небольшое: у мегасферических особей 2—3, у микросферических особей 3—5; ямки несколько шире мостиков.

Очертание слабовыпуклой устьевой поверхности овальное, седловидное; в основании ее расположено устье, состоящее из ряда мелких округлых отверстий.

Размеры мегасферических особей: $L = 0,17—0,13$ мм; $D = 0,42—0,38$ мм; $D : L = 2,7—3,0$, микросферических особей: $L = 0,19$ мм; $D = 0,61$ мм; $D : L = 3,2$.

Изменчивость. Морфологические признаки вида очень постоянны. В незначительных пределах меняются степень сжатия раковины и размер умбонального диска гранул, которые могут слегка распространяться на камеры.

Несколько изменяется выпуклость свободной от мостиков части камеры. Изменения размеров раковины, числа камер и септальных мостиков, связанные с половыми генерациями, имеют небольшие абсолютные величины.

Сравнение. *Elphidium mirandum* sp. nov. резко отличается от других видов *Elphidium* нашего материала, которые также имеют диск гранул: *Elph. ferrentegranulum* sp. nov., *Elph. fichtellianum* (d'Orb.). От первого из этих видов он отличается округлым периферическим краем, который у *Elph. ferrentegranulum* sp. nov. острый, килеватый. От *Elph. fichtellianum* (d'Orb.) отличается радиальными камерами, гораздо меньшей уплощенностью, округлым килем, правильной формой диска гранул.

Местонахождение. Редкий вид миоценовых отложений Подольи (Врублевцы, Цыковка, Маково, Новая Гута, Еленовка и др.).

Возраст. *Elphidium mirandum* встречен в верхнем горизонте верхнего тортона (гор. Г) и в низах верхнего сармата (бугловский горизонт).

Голотип. Экз. № 3438/21 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Elphidium ukrainicum sp. nov.

Приложение, табл. 11, 1 а, б

Диагноз. Раковина сжатоовальная со сжатоокруглым краем и едва намечающимся тупым килем. Камеры относительно немногочисленны; они выпуклые, слабо изогнутые, узкие. Септальные мостики короткие, немногочисленные.

Описание. Раковина овальная в осевом сечении, умеренно сжатая с боков. Периферический край сжатоокруглый, иногда слабо намечается тупой киль. Боковые стенки в области пупка уплощены и параллельны или слабо выпуклы. С боковой стороны форма раковины округлая, край ее заметно волнистый. Пупочная область плоская или слегка

углубленная, заполнена несколькими мелкими гранулками дополнительных отложений.

Камеры довольно узкие, слабо изогнутые, короткие. Свободная от септальных мостиков часть камеры вздутая. Камеры отделяются глубокими швами, которые в таком виде пересекают край раковины, создавая его волнистость. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 8—10, общее число камер 16—18, число оборотов 1,5; число камер наружного оборота у микросферических особей 13—15, общее число камер — до 28, число оборотов 2,5—2,7.

Септальные мостики короткие; они занимают $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ узких камер. Мостики тонкие, разделяющие их овальные неглубокие ямки вдвое шире мостиков. Число септальных мостиков небольшое: 4—6, у микросферических особей оно достигает 8. Дополнительных отложений по краю раковины нет, и мостики одной стороны камеры составляют непрерывный ряд с мостиками другой стороны камеры.

Стенка стекловидная, гладкая. Очертания устьевой поверхности седловидные. Устье, расположенное в основании поверхности, состоит из ряда мелких округлых отверстий.

Размеры мегасферических особей: $L = 0,23$ — $0,20$ мм; $D = 0,47$ — $0,40$ мм; $D : L = 2$, микросферических особей: $L = 0,29$ — $0,24$ мм; $D = 0,61$ — $0,52$ мм; $D : L = 2$.

Изменчивость. Морфологические признаки вида постоянны и подвержены очень небольшим колебаниям. Форма раковины может изменяться от сжатоовальной до овальной; соответственно боковые стенки из параллельных становятся слабо выпуклыми. Сжатоокруглый периферический край иногда несет едва заметный тупой киль; слегка меняется глубина септальных швов. При уменьшении их глубины характерная волнистость периферического края становится менее отчетливой. С половыми и бесполовыми генерациями и возрастными стадиями связано различное число камер (в последнем обороте 8—15) и септальных мостиков (4—8 в последних камерах).

Сравнение. Отдаленное сходство наблюдается с рядом видов *Elphidium*, которые имеют сжатоовальную форму раковины с закругленным периферическим краем, а также короткие септальные мостики. От *Elph. angulatum* (E. g.) отличается более сжатой раковиной, значительно более узкими камерами, которые при росте раковины не расширяются в боковом направлении, что характерно для сравниваемого вида. От *Elph. transcarpaticum* Wen g. описываемый вид отличается сжатой с боков раковиной, более сжатым периферическим краем, который иногда имеет тупой киль, а также отчетливой волнистостью края. Кроме того, камеры у *Elph. ukrainicum* узкие, а ширина септальных мостиков в 2 раза меньше ширины ямок, тогда как у сравниваемого вида соотношение между шириной мостиков и ямок обратное. Некоторое сходство описываемая форма имеет также с *Elph. joukovi* Ser. благодаря сжатой форме раковины, а отличается от этого вида округленным периферическим краем, меньшей изогнутостью камер, несколько менее сжатой раковиной.

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подольи (Еленовка, Гусятин, Новая Гута, Карачковцы, Миньковцы и ряд других мест) является относительно редким видом: встречен в 14% образцов, обычно 2—3 экземпляра на образец.

Возраст. В пределах Подольи *Elph. ukrainicum* характеризует верхний тортон и низы нижнего сармата (бугловский горизонт).

Голотип. Экз. № 3438/22 хранится в Музее ГИН АН СССР.

FAMILIA INCERTAE

Род *Canalifera* gen. nov.

О п и с а н и е. Раковина спирально-плоскостная, двусторонне-симметричная, инволютная. Камеры многочисленные, изогнутые, с углубленными септальными швами. В пупочной области имеются два спиральных внутренних канала, по одному на каждой стороне. Стенка известковая, пористая, с тонкозернистой микроструктурой. На поверхности стенки могут присутствовать сплошные септальные мостики, представляющие простые выступы стенки. Устье имеет вид ряда мелких отверстий в основании перегородок или вид дугообразной щели.

Р а з м е р ы: диаметр от 0,4 до 0,9 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тортонский и сарматский ярусы миоцена.

Тип рода: *Elphidium eichwaldi* Bogd.

На основании строения устья род *Canalifera* gen. nov. может быть подразделен на два подрода *Canalifera* subgen. nov. и *Criptocanalifera* subgen. nov.

Подрод *Canalifera* subgen. nov.

Устье состоит из ряда мелких отверстий в основании устьевой поверхности. Остальные морфологические признаки сходны с признаками рода. Тип подрода *Elphidium eichwaldi* Bogd.

Canalifera (Canalifera) eichwaldi (Bogd.)

Приложение, табл. 11, 2 а — в

1955. *Elphidium eichwaldi* С е р о в а. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Гостеолтехиздат, стр. 354, табл. XX, фиг. 11—12; табл. XIX, фиг. 5—6.

Д и а г н о з. Раковина линзовидная с умбональными дисками стекловидного вещества. По киллю кайма. Камеры слабо изогнуты, мостики отчетливые и короткие.

О п и с а н и е. Раковина двояковыпуклая, линзовидная, со сжатым периферическим краем, по которому проходит рельефно выраженная толстая округлая стекловидная кайма. От каймы отходят небольшие язычки в периферические части углубленных септальных швов. Поэтому кайма имеет четковидную форму: в области язычков кайма расширяется, между язычками сужается. За счет стекловидной каймы киль делается округленным. С боковой стороны раковина округлая, со слегка волнистыми очертаниями. Пупочные части боковых поверхностей раковины заняты стекловидными колпачками дополнительного скелета. Они то небольшие и слабо выпуклые, то занимают $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ диаметра раковины, образуя отчетливые вздутя. На колпачке заметно несколько ямок.

Слабо изогнутые, почти радиальные камеры, очень короткие у мегасферических особей и более удлинённые и суженные у микросферических особей. Не занятая септальными мостиками часть камеры резко вздута. Возрастающее оборотов плавное и постепенное, обороты низкие. Септальные швы отчетливо углубленные. Число камер наружного оборота

мегасферических особей равно 10—13, общее число камер 16—23, число оборотов $1\frac{1}{2}$ —2; число камер наружного оборота у микросферических особей равно 13—17, общее число камер достигает 30, число оборотов $2\frac{1}{2}$ —3.

Септальные мостики толстые, отчетливые, очень короткие, занимают $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ часть ширины камер. Отделены узкими, глубокими, щелевидными ямками. Число мостиков у мегасферических особей 5—6 в последних камерах, 4 — на большей части последнего оборота; число мостиков у микросферических особей 7—8.

Раковина имеет два внутренних спиральных канала, которые наблюдаются в шлифах, по одному на каждой стороне раковины.

Стенка толстая и массивная, стекловидная, матово-блестящая. Устьевая поверхность узкая, треугольная, слабо выпуклая. В связи со слабым раскручиванием спирали глубоко врезана в предыдущий оборот. Расположенное в основании устье состоит из ряда мелких округлых отверстий.

Р а з м е р ы мегасферических особей: $L = 0,35$ — $0,26$ мм; $D = 0,80$ — $0,42$ мм; $D : L = 2,3$ —2, микросферических особей: $L = 0,36$ — $0,33$ мм; $D = 0,92$ — $0,70$ мм; $D : L = 2,5$ —2,6.

И з м е н ч и в о с т ь. Признаки вида весьма постоянны. Степень сжатия раковинки, длина септальных мостиков и камер варьируют в небольших пределах. Менее постоянно количество стекловидного вещества дополнительного скелета: меняются размеры умбонального диска и толщина каймы по периферическому краю.

С р а в н е н и е. *Canalifera eichwaldi* (B o g d.) заметно отличается от видов рода *Elphidium*. Отдаленное внешнее сходство имеет с *Elph. flexuosum* (d' O r b.) из миоценовых отложений Венского бассейна. Сходство заключается в наличии умбональных дисков, толстой стенки и каймы дополнительных отложений по периферическому краю, но описываемый вид характеризуется меньшим числом септальных мостиков и камер (у *Elph. flexuosum* (d' O r b.), их, соответственно, 10 и 20 и более сжатым килем.

М е с т о н а х о ж д е н и е. *Canalifera eichwaldi* в миоценовых отложениях Подолии (Новая Гута, Еленовка, Цыковка, Маково и в ряде других мест) была встречена в 20% образцов, обычно в единичных экземплярах.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. В пределах Подолии характеризует верхнетортонские отложения и бугловский горизонт нижнего сармата.

О р и г и н а л. Экз. № 3438/23 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Подрод *Criptocanalifera* subgen. nov.

Устье в виде щелевидного полулунного отверстия в основании устьевой поверхности. Остальные морфологические признаки те же, что и признаки рода.

Тип подрода: *Canalifera clara* sp. nov.

Canalifera (*Criptocanalifera*) *clara* sp. nov.

Приложение, табл. 11, 3 а — в

Д и а г н о з. Раковина овальная, с округлым периферическим краем, с небольшими, но четкими умбональными дисками стекловидного вещества. Камеры короткие, узкие. Мостики очень маленькие, немногочисленные. Устье щелевидное.

О п и с а н и е. Раковина овальная в осевом сечении, слегка сжатая с боков, с округлым периферическим краем, боковые стенки в области

нушка параллельны. Реже раковина овально-линовидная со сжато-округлым краем и слегка выпуклыми стенками. С боковой стороны форма раковины правильноокруглая, край иногда слабо волнистый. Центральные части боковых поверхностей заняты стекловидными умбональными колпачками, диаметр которых максимально достигает $\frac{1}{3}$ диаметра раковины, обычно же составляет $\frac{1}{4}$ часть. Они или плоские, или слабо выпуклые. Иногда колпачок заменяется несколькими крупными гранулами, слабо сгруппированными между собой.

Камеры короткие, довольно узкие, слабо изогнутые, отходят от стекловидных колпачков. Свободная от септальных мостиков часть камеры выпуклая. Шовные линии углублены. Возрастающие обороты очень постепенные: высота конца оборота лишь на немного превышает высоту его начала. Число камер наружного оборота у мегасферических особей 10—15, общее число камер — до 25, число оборотов 1,5; число камер наружного оборота у микросферических особей 16—19, общее число камер — до 35, число оборотов $2\frac{1}{2}$ —3.

Септальные мостики очень короткие; занимают не свыше $\frac{1}{4}$ камеры. Иногда они расположены в септальных швах и плохо заметны. Мостики очень тонкие, разделяющие их овальные ямки в 2 раза шире мостиков. Число септальных мостиков 6—9.

Стенка раковины стекловидная, гладкая. Очертания устьевой поверхности закругленно-треугольные, седловидные. Устье щелевидное. Раковина имеет два спиральных канала, наблюдаемых в пиллифах.

Размеры мегасферических особей: $L = 0,20—0,21$ мм; $D = 0,47—0,41$ мм; $D : L = 2,3—2$, микросферических особей: $L = 0,28—0,26$ мм; $D = 0,62—0,55$ мм; $D : L = 2$.

Изменчивость морфологических элементов раковины незначительна. В небольших пределах варьирует форма раковины: от сжато-овальной до овально-линовидной; периферический край меняется от округлого до сжатоокруглого. Колеблется диаметр умбонального колпачка; он может заменяться крупными гранулами. Слегка варьируют выпуклость камер и длина септальных мостиков. Различное число камер (в последнем обороте 10—19) и различные размеры раковин связаны с явлением диморфизма.

Сравнение. Благодаря наличию умбональных колпачков и округлого периферического края *Canalifera clara* sp. nov. имеет отдаленное сходство с *Elphidium kudacoense* Bogd. Отличается от последнего узкими многочисленными камерами, в 2—3 раза большим числом септальных мостиков, в 2—3 раза большими размерами, менее сжатой с боков раковины. От *Elph. flexuosum* (d'Orb.) отличается отсутствием толстой широкой каймы дополнительных отложений по периферическому краю, меньшим размером септальных мостиков, более сжатой формой раковины. От *Canalifera eichwaldi* (Bogd.) и *Elphidium microelegans* Seg., имеющих стекловидные колпачки, резко отличается прежде всего округлым периферическим краем.

Местонахождение. В миоценовых отложениях Подольи (Врублевцы, Колумбаевцы, Блещаниновка, Новая Гута и ряд других мест) встречается относительно редко (в 15% образцов), обычно в единичных экземплярах на образце.

Возраст. Стратиграфическое распространение *Canalifera clara* в пределах Подольи ограничено верхним тортоном и бугловским горизонтом нижнего сармата.

Голотип. Экз. № 3438/24 хранится в Музее ГИН АН СССР.

Г л а в а V

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВИДОВ РОДА *ELPHIDIUM*

Изучение раковин *Elphidium* по внешним признакам и в шлифах позволило отчетливо наблюдать как экологическую внутривидовую изменчивость, так и возрастные отличия и изменчивость, связанную с чередованием поколений.

ЦИКЛОВОЙ ПОЛИМОРФИЗМ

В жизненном цикле видов рода *Elphidium*, также как и большинства других фораминифер, существует точная последовательность половых и бесполовых поколений. Это чередование поколений проявляется в микросферических особях, имеющих очень маленькую начальную камеру, и в макросферических поколениях, начальная камера которых имеет большие размеры, но размеры самой раковины становятся относительно маленькими. От микросферических особей происходят бесполом путем макросферические особи; последние образуют двужгутиковые гаметы, слияние пар которых в конечном счете приводит к образованию микросферических поколений.

Так как представители рода *Elphidium* явились теми «подопытными животными», на которых изучался цикловой полиморфизм фораминифер Шаудинном (Schaudinn, 1903), Листером (Lister, 1894), Герон-Алленом (Heron-Allen, 1930), Мейерсом (Myers, 1943), то будет небезынтересно вспомнить об особенностях этого процесса.

Бесполое размножение детально изучено Листером у *Elphidium macellum* (F i s c h t. et M o l l) и *Elph. crispum* (L.). Листеру удалось сфотографировать отдельные этапы процесса. Выполненные почти шестьдесят лет назад, эти микрофотографии необыкновенно наглядно иллюстрируют ход бесполого размножения. Некоторые из них приведены здесь.

Первым признаком фазы размножения служит изменение характера псевдоподий. Они укорачиваются, становятся толще и ограничиваются в своем распространении областью непосредственно около раковины, образуя полупрозрачный «предваряющий ореол» («premonitory halo») молочного цвета (табл. IV, 1).

Через несколько часов после этого протоплазма собирается в конечных камерах и постепенно оставляет раковину, выходя наружу через устье и, по-видимому, через поровые отверстия в стенке раковины. «Ореол» вокруг раковины утолщается и приобретает коричневатую окраску из-за появления в протоплазме коричневых гранул (табл. IV, 2).

В начале процесса излияния протоплазмы коричневые гранулы находятся в ней в беспорядке (табл. IV, 3). Постепенно создается пятнистое рас-

положение гранул, отделенных чистыми участками протоплазмы, причем чистые участки становятся все большими по размеру и более четкими (табл. IV, 4).

Движение в протоплазме постепенно уменьшается, а затем вся ее масса разделяется на округлые сферы около 50 μ в диаметре; центр состоит из светлой зернистой протоплазмы, а периферическая часть темная, с грубыми коричневыми гранулами. В течение 2—8 час. сферы образуют компактную массу. За это время в них происходят существенные изменения: коричневые гранулы перемещаются в центр сферы, сливаются, а светлая протоплазма располагается по периферии. В самом центре сферы находится темноокрашенное ядро размером до 10 μ . Далее каждая из сфер окружается пучком тонких анастомозирующих псевдоподий, и начинается распад компактной массы сфер (табл. V, 1). Распад протекает очень быстро, и сферы энергично передвигаются в разные стороны (табл. V, 2). Через некоторое время протоплазма покрывается тончайшей белой известковой оболочкой (табл. V, 3). Примерно через 24 часа к начальной камере добавляется вторая известковая камерка (табл. V, 4). Исследование этих раковиннок показывает, что они принадлежат к макросферическому поколению.

Макросферические особи по достижении периода полового размножения производят двужгутиковые гаметы, которые сливаются попарно и дают зиготические амебы. Последние развиваются в микросферические агамонты. Этим завершается цикл полиморфизма. И в первом и во втором случае размножение заканчивает жизнь особи, так как вся протоплазма расходуется на производство бесполого поколения и гамет.

Бесполовая фаза жизненного цикла более успешна в отношении количества произведенных потомков, чем половое размножение. Наблюдения Мейерса над современными экземплярами *Elphidium crispum* (L.) показывают, что в течение большей части года отношение макросферических форм к микросферическим составляет 25 : 1 в литоральной зоне и 40 : 1 (даже 50 : 1) в сублиторальной полосе. Так как половое размножение весной наступает раньше бесполого, то отношение микро- и макросферических особей становится равным 1 : 1, но следующее за ним бесполое размножение вновь восстанавливает прежние соотношения.

Очень интересны наблюдения Мейерса над продолжительностью цикла полиморфизма у *Elphidium crispum* (L.). Исследования (морфологические и цитологические) экземпляров этого вида привели указанного автора к выводу о том, что последовательность событий в жизненном цикле одна и та же во всех районах: в Плимуте (Англия), Ла Холья (Калифорния), Виллафранка (побережье Средиземного моря), в Явском море. За периодом относительного зимнего покоя (камер почти не образуется) следует короткий период роста (появление трех - четырех новых камер), после чего (в марте — апреле) наступает половое размножение макросферических особей. Приблизительно через месяц (в апреле — мае) происходит бесполое размножение микросферических особей. За период апрель — август количество камер у молодых экземпляров быстро увеличивается; эта тенденция идет на снижение до ноября, а затем наступает период зимнего покоя. Периоды размножения совпадают с весенними вспышками фитопланктона. Поэтому продолжительность жизненного цикла и жизни особи самым тесным образом связана с количеством пищи фораминифер. Обычно цикл полиморфизма заканчивается в 2 года, т. е. продолжительность существования микро- и макроособей составляет 1 год. Но при недостатке питательного материала от 10 до 20% популяции (главным образом микросферические особи) не размножаются в конце года и продолжают жить в течение второго года. Следовательно, для полного жизненного цикла требуется от 3 до 4 лет. Наоборот, общее высокое содержание фито-

планктона в Явском море и несколько вспышек его в течение одного года приводят к тому, что продолжительность жизни особей *Elphidium crispum* (L.) сокращается до 6 мес., а весь цикл полиморфизма заканчивается за 1 или 1½ года.

Переходя к рассмотрению ископаемого материала из миоценовых отложений Подолии, необходимо отметить, что микросферические особи *Elphidium* встречаются несравненно реже, чем макросферические. Поэтому у тех видов *Elphidium*, которые представлены слабо в тортоне и сармате, первые совсем не были встречены.

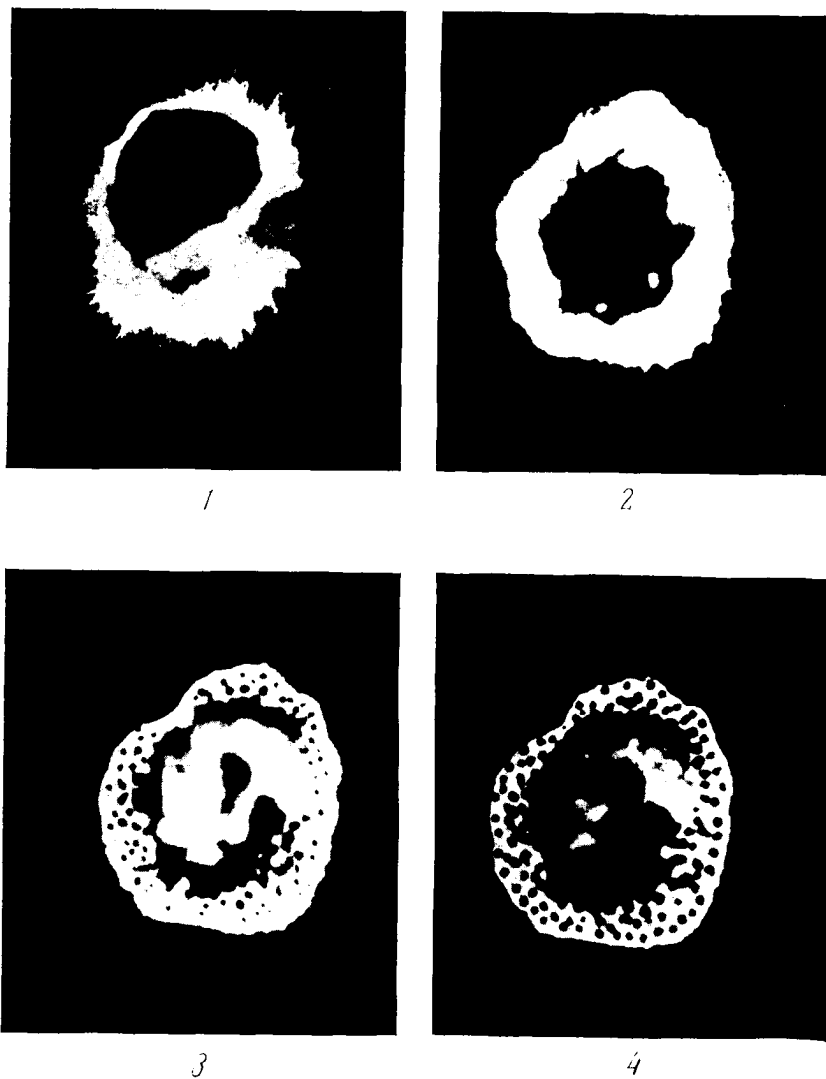
Все отличия между половыми и бесполовыми генерациями одного и того же вида сводятся в основном к количественной характеристике. Изменяются диаметр начальных камер, размер раковин; различно число камер и септальных мостиков.

Измерения диаметра начальных камер микросферических особей дают следующие цифры: *Elphidium fichtellianum* (d'O r b.) 10—19 μ, *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) 12—20 μ, *Elph. latuovum* sp. nov. 12—25 μ. Соответственно начальные камеры макросферических особей тех же видов имеют следующие размеры: 37—85, 62—137 и 87—150 μ. Колебания размеров начальной камеры у макросферических особей по абсолютному значению, конечно, более велики, чем у микросферических особей, но если взять относительные значения, то они почти равны: размеры начальных камер у микро- и макроособей изменяются приблизительно в 2 раза. Что касается формы начальной камеры, то она идеально круглая у всех микросферических особей и такая же у подавляющего большинства макросферических экземпляров. В редких случаях у последних она может становиться овальной и даже неправильноовальной (табл. VII, I а, б).

Размеры раковин микросферических особей значительно превосходят размеры раковин макросферических особей того же вида. У наиболее крупных видов *Elphidium* размеры раковин половых и бесполов поколений таковы: *Elphidium crispum* (L.) — макроособи 1,5—0,5 мм, микроособи 1,8—1,2 мм; *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) — макроособи 1,1—0,5 мм, микроособи 1,3—1,0 мм. Виды *Elphidium* с небольшой раковиной имеют следующие размеры: *Elph. joukovi* S e r. — макроособи 0,62—0,40 мм, микроособи 0,83—0,71 мм; *Elph. microelegans* S e r. — макроособи 0,45—0,35 мм, микроособи 0,60—0,49 мм. Эти цифры показывают, что размеры микро- и макросферических раковин перекрывают (но могут и не перекрывать) друг друга, в среднем они отличаются достаточно четко. Но так как раковинки могут быть встречены на различных стадиях индивидуального развития, то разделение их на макро- и микросферические только на основании их размеров может привести к ошибке.

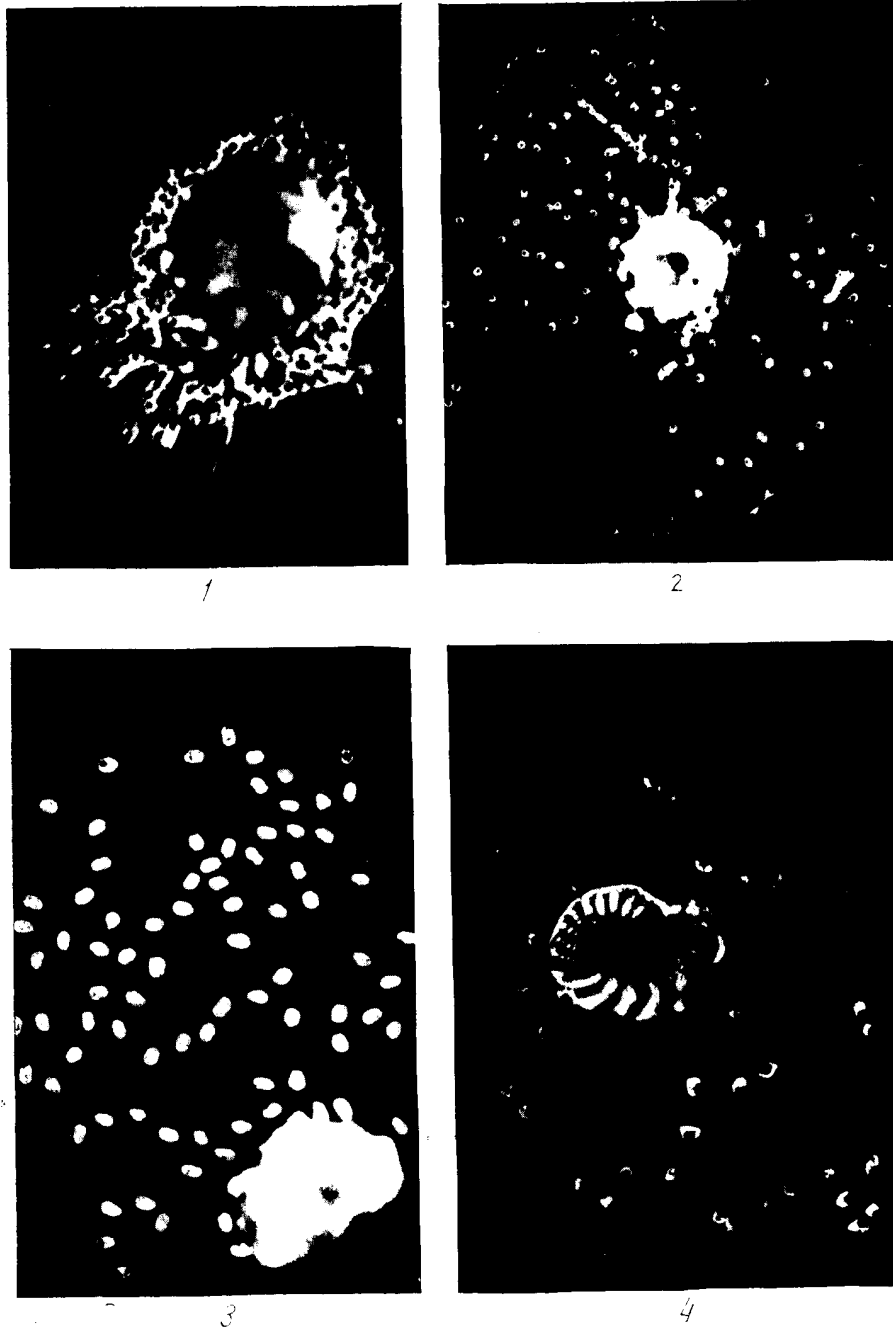
Раковинки микросферических особей имеют значительно большее число камер, чем макросферические особи тех же видов. Различия эти наиболее велики у видов *Elphidium*, обладающих крупной раковиной: макроособи *Elph. crispum* (L.) имеют 14—20 камер в последнем обороте, всего 19—35 камер, микроособи содержат 22—37 камер в наружном обороте, всего до 65 камер; у макроособей *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) 10—20 камер в последнем обороте, а всего — до 28 камер, микроособи имеют 20—26 камер снаружи, всего — до 55 камер. У видов *Elphidium* с меньшими размерами раковины эти колебания менее значительны: макроособи *Elph. joukovi* S e r. имеют 7—12 камер в наружном обороте, всего до 22 камер, микроособи содержат 13—14 камер в последнем обороте, всего — до 28 камер; макроособи *Elph. microelegans* S e r. содержат снаружи 10—13 камер, всего до 22 камер, микроособи имеют 15—17 камер в последнем обороте, всего — до 32 камер. Эти примеры показывают,

Таблица IV



1, 2 — начальные стадии бесполого размножения у *Elphidium crispum* (по Листеру из Герон-Аллена); 3, 4 — средние стадии бесполого размножения у *Elphidium crispum* (по Листеру из Герон-Аллена).

Таблица V



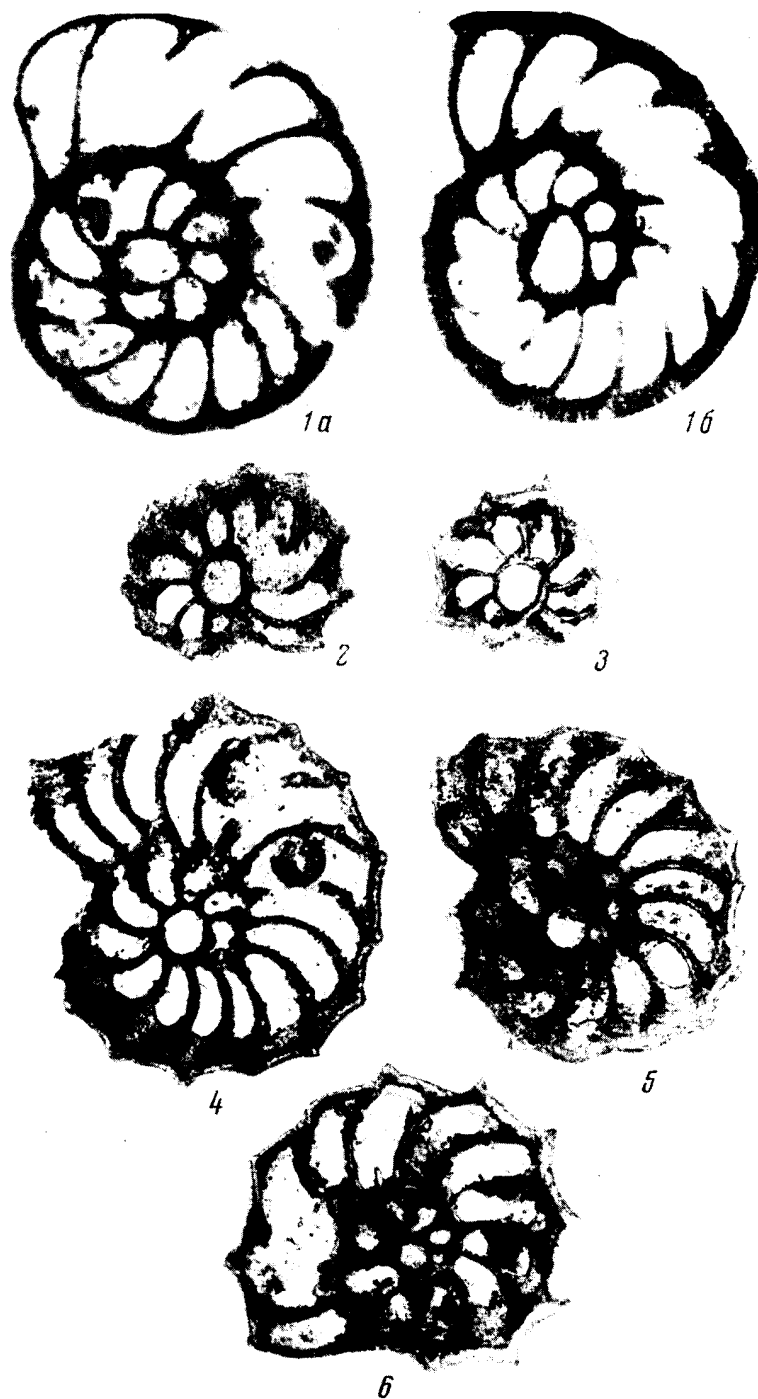
1,2 — конечная стадия бесполого размножения у *Elphidium crispum* — распад сфер (по Листеру из Герон-Аллена); 3, 4 — конечная стадия бесполого размножения у *Elphidium crispum* — образование известковой раковинки (по Листеру из Герон-Аллена).

Таблица VI



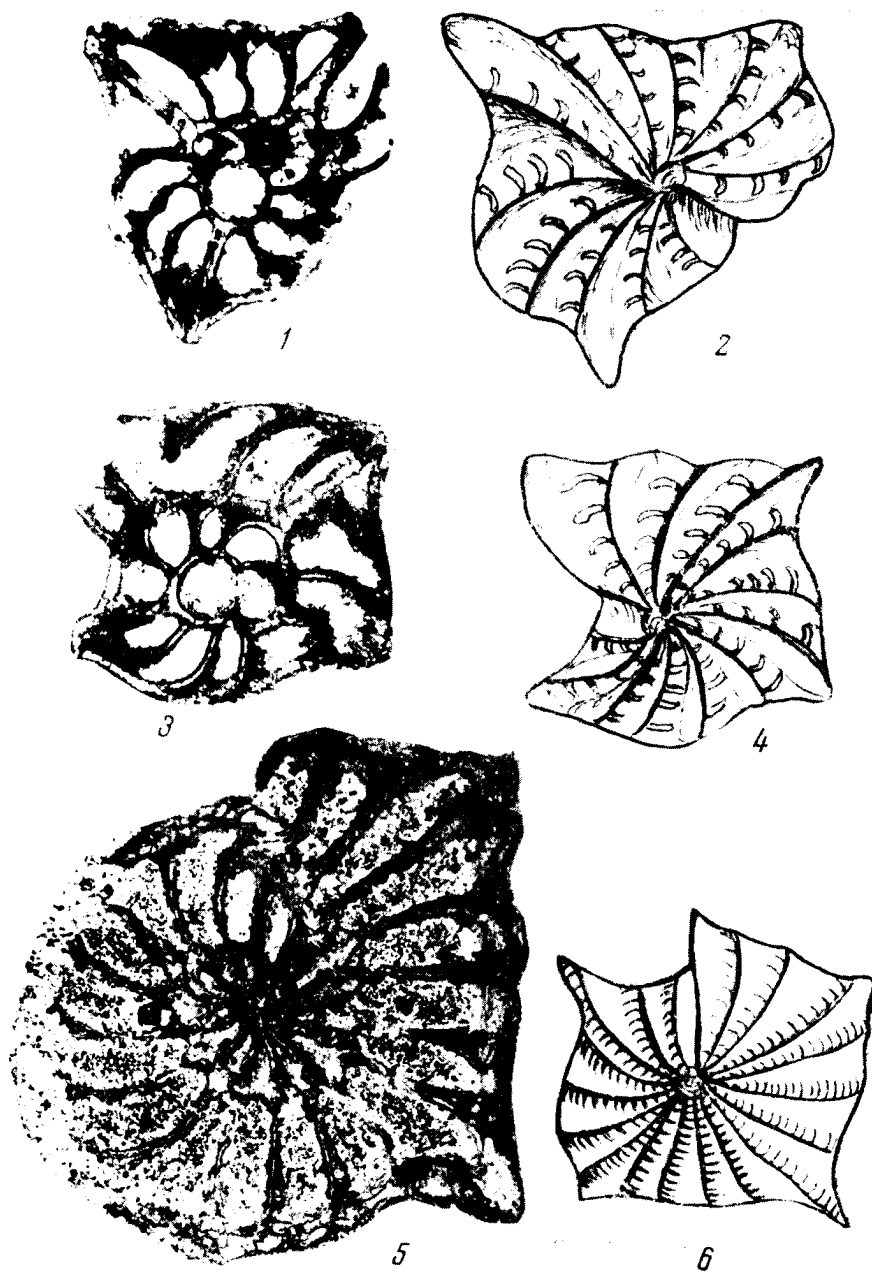
1 — 6 — изменение диаметра начальной камеры, размеров раковины и числа камер в ряду макросферических особей *Elphidium fichtellianum* (d'Orb.): $\times 80$.

Таблица VII



1, а и 1, б -- неправильная форма начальной камеры у макросферических особей *Elphidium latuovum* sp. nov.; $\times 80$; 2--6 -- макросферические раковинки у *Elphidium aculeatum* (d' O r b.) обычного типа (4--6) и резко отклоняющиеся по размерам начальной камеры и раковины (2-- 3); $\times 80$.

Таблица VIII



1—4 — возрастные стадии у *Elphidium regina* (d'O r b.); 1, 2 — молодые макросферические экземпляры; 3, 4 — взрослые особи; $\times 80$; 5, 6 — старческая стадия микросферической особи *Elphidium regina* (d'O r b.); 6 — внешний вид, 5 — поперечное сечение. При шлифовании уничтожены три шипа; $\times 80$ (5); $\times 60$ (6).

что по числу камер микро- и макросферические особи отличаются достаточно отчетливо; лишь иногда, когда экземпляры относятся к различным возрастным стадиям, цифры перекрывают друг друга.

Микросферические особи превосходят макросферические особи того же вида также по числу септальных мостиков. Как и в предыдущих случаях, эти различия наиболее существенны у видов *Elphidium* с крупной раковиной: макроособи *Elph. crispum* (L.) имеют 9—14 мостиков, микроособи — 15—22; макроособи *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) имеют 8—13 мостиков, микроособи 13—16. У видов *Elphidium* с небольшой по размеру раковиной колебания невелики: у макроособей *Elph. joukovi* S e r. 4—6 мостиков, у микроособей 6—7; у макроособей *Elph. microelegans* S e r. 3—6 мостиков, у микроособей 6—8. Как видим, приведенные цифры почти никогда не перекрывают друг друга, и по этому признаку микро- и макросферические особи различаются довольно хорошо.

Что касается качественных отличий, то они незначительны. Можно только отметить, что камеры у макросферических форм короче и менее изогнуты, а раковина менее сжатая, чем у микросферических особей. Таких различий, которые имеются, например, у милиолид и заключаются в том, что ранние стадии развития микросферических особей характеризуются признаками, отсутствующими у макросферического поколения, у эльфи-диум не встречено.

Расшлифовав достаточно большое количество экземпляров *Elphidium*, мы попытались выяснить, существует ли у макросферических особей в пределах одного вида какая-либо зависимость между диаметром начальной камеры, размером раковины и числом камер. Изучение всего фактического материала говорит в пользу того, что такая зависимость имеется, а именно: большей начальной камере соответствуют больший размер раковины и большее число камер.

Если, например, макросферические экземпляры *Elphidium fichtellianum* (d' O r b.) расположить в ряд по признаку уменьшения размеров начальной камеры, то в этом же направлении будут уменьшаться и размеры раковин. Ту же тенденцию будет иметь и количество камер, хотя в одном случае встречается небольшое отклонение от этого правила (экземпляр № 5), что связано с неодинаковыми возрастными стадиями (табл. VI).

Аналогичные изменения наблюдаются в ряду макросферических особей *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l) и *Elph. latusovum* sp. nov.

После всего изложенного очень интересно привести данные Мейерса (Myers, 1943) о соотношениях диаметра первичной камерки, числа камер, размеров раковины у микро- и макросферических особей *Elphidium crispum* (L.) из литоральной и сублиторальной зон. У микросферических раковин, взятых из литоральной зоны, диаметр первичной камерки колеблется от 6 до 16 μ , в то время как в образцах из сублиторальной зоны диаметр находится в пределах 6—19 μ . Диаметр первичной камерки у макросферических особей в этих зонах соответственно колеблется от 28 до 73 μ и от 54 до 125 μ . Среднее число камер, произведенных микросферическими особями в литоральной и сублиторальной зонах за первый год роста, соответственно равно 29 и 48, в то время как у макросферических экземпляров оно составляет 21 и 34, т. е. в сублиторальной зоне особи имеют раковину с большим количеством камер (40%). Измерения раковин половых и бесполовых поколений показали, что их размеры в сублиторальной зоне в среднем на 60% больше, чем в литоральной зоне. Мейерс справедливо объясняет это более стабильными условиями сублиторали и большим количеством пищи для фораминифер в этой зоне. Таким образом, избыток пищи вызывает увеличение (но в каких-то определенных пределах и для

микро-, и для макросферических особей) диаметра первичной камеры; вместе с тем увеличиваются размер раковины и число камер. И хотя наблюдения Мейерса страдают некоторой «усредненностью», все же напрашивается аналогия с нашими данными.

Мы касаемся этого вопроса так подробно потому, что он имеет очень важное значение для познания биологии фораминифер. Как известно, для некоторых родов фораминифер Гофкером (Hofker, 1930, 1931, 1948) был установлен триморфизм, т. е. жизненный цикл этих фораминифер складывался не из двух, а из трех поколений. Третье поколение происходило бесполом путем от макросферических особей (A_1) и также являлось макросферическим (A_2). Морфологически оно отличается от первого еще большей начальной камерой и еще меньшим размером раковины. Изучение триморфизма на ископаемом материале встречает большие трудности. Между микро- и макросферическими A_1 раковинами имеется достаточно отчетливая грань. Изменение признаков, хотя бы и в количественном отношении, происходит резко, скачкообразно, что подтверждает генетическую самостоятельность микро- и макросферических A_1 раковин. Такую отчетливую грань трудно провести между макросферическими раковинами A_1 и A_2 . Диапазон изменения диаметра начальной камеры у макросферических особей A_1 очень велик, и определить крайние наибольшие пределы его затруднительно. Поэтому трудно установить, имеем ли мы дело с макросферическими раковинами A_1 , у которых начальная камера наиболее крупна, или же с макросферическими особями A_2 . Если дальнейшими наблюдениями подтвердится, что увеличение размеров раковины и числа камер по мере увеличения диаметра начальной камеры происходят закономерно, то макросферическая особь A_1 с наиболее крупной начальной камерой будет наиболее большой с наибольшим числом камер. Но если мы встретим особь с еще более крупной начальной камерой, а размеры этой особи и число камер будут значительно меньшими, чем в предыдущем случае, то мы будем иметь все основания отнести ее к макросферическому поколению A_2 . Будет налицо резкая грань, которая позволит отнести раковины к различным генетическим поколениям.

В нашем материале встречено всего несколько экземпляров эльфидиум, которые характеризовались очень крупной начальной камерой и небольшой по размерам раковиной с небольшим числом камер, что резко отличало их от обычных макросферических особей. Два таких экземпляра относятся к виду *Elphidium aculeatum* (d'Orb.) — см. табл. VII, 2, 3; рядом для сравнения помещены обычные макросферические раковинки, у которых уменьшению диаметра начальной камеры соответствуют уменьшение размера раковины и числа камер (Табл. VII, 4—6).

Такое крайне небольшое количество экземпляров эльфидиум с крупной начальной камерой и сравнительно маленькой раковиной вряд ли говорит в пользу существования макросферического поколения A_2 . По-видимому, у эльфидиум оно отсутствует, а вместе с ним и триморфизм. Гораздо вероятнее отнести эти редкие аномальные экземпляры к юношеским стадиям развития эльфидиум, которые погибли в самом начале своего существования.

ВОЗРАСТНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Изучение индивидуального развития раковин эльфидиум показывает, что между более ранними и более поздними частями раковины в подавляющем большинстве случаев отличий нет. Это в равной мере относится не только к макросферическим особям, но и к микросферическому поколению. Лишь у некоторых видов можно отметить изменение формы

раковины в процессе онтогенеза, а также изменение характера устья и формы камер.

Изменение формы раковины в процессе роста хорошо наблюдается у *Elphidium regina* (d'O r b.). Молодые раковинки имеют неправильно-треугольную форму и обладают тремя шипами (табл. VIII, 1, 2). В дальнейшем контур раковины становится почти квадратным и появляется четвертый шип (табл. VIII, 3, 4) — это наиболее распространенные экземпляры. У микросферических особей в старческой стадии может появляться пятый шип (табл. VIII, 5, 6).

У микросферической же особи *Elphidium regina* (d'O r b.) можно наблюдать (табл. VIII, 5, 6), что в старческой стадии степень возрастания высоты оборотов уменьшается, становится меньшим и число септальных мостиков в последней камере. Действительно, сначала возрастание числа мостиков происходит в камерах последнего оборота почти равномерно: I камера — 6 мостиков, III — 10, V — 12, VII — 10, VIII — 14, X — 13, XII — 14, XIV — 14, XVI — 15, а затем резко падает: XVII — 7, XIX — 7.

Изменение формы раковины в процессе роста можно также отметить на большинстве экземпляров *Elphidium latosorum* sp. nov. Последние камеры наружного оборота быстро увеличиваются в высоту и толщину. За счет этого раковина приобретает неправильно-овальную форму, а периферический край становится широкоокруглым, тогда как в начале имелся тупой киль. Боковые части могут нависать над пупочной областью. Подобные изменения встречены как у микро-, так и макросферических особей (табл. IX, 1—4).

У остальных видов *Elphidium* мы практически не можем отметить существенных изменений в процессе онтогенеза. Встречая в осадках раковинки одного и того же вида с различным числом камер, мы вправе предполагать, что это связано не только с обилием питательных веществ, от чего зависит быстрота роста раковины в пределах микро- или макросферического поколения, но также и с возрастными стадиями, на которых заканчивалась жизнь особей. Но различать каким-либо образом эти стадии не представляется возможным.

В процессе индивидуального развития у некоторых экземпляров всех видов эльфидиум меняется апертура: вместо одного ряда отверстий появляется несколько рядов. Об этом мы говорили ранее и связывали это явление с изменением физиологии микроорганизмов. Мы указывали также, что с физиологическим процессом размножения, по-видимому, связано резкое изменение последних камер: они становятся очень крупными, резко вздутыми, а периферический край их — широкоокруглым. Помещаем микрофотографии осевых сечений подобных раковин с типичными изменениями (табл. IX).

ФАЦИАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Морфологические признаки видов *Elphidium* находятся в тесной зависимости от изменений условий внешней среды. Фациальная изменчивость обычно хорошо отличима от двух других типов изменчивости, хотя в некоторых случаях такое разделение становится нечетким. Гораздо труднее связать фациальную изменчивость признаков раковины с каким-либо конкретным изменением определенных факторов условий обитания. В большинстве случаев можно лишь констатировать изменчивость, причину же ее указать трудно. Объясняется это отчасти тем, что неизвестно адаптивное значение мелких морфологических признаков.

По степени изменчивости все виды могут быть разделены на две группы. К первой относятся виды *Elphidium*, у которых морфологические призна-

ки раковин, в зависимости от условий среды обитания, изменяются исключительно широко. Группа немногочисленна и включает только эврифациальные виды: *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. crispum* (L.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.) и *Elph. aculeatum* (d'O r b.). Вторая группа включает все прочие (стенофациальные) виды *Elphidium*, встреченные в изученном нами районе. Фациальная изменчивость признаков у них несравненно меньше, чем у видов первой группы.

Изменчивость эврифациальных видов подробно рассматривалась нами в отдельной статье (1958), поэтому здесь отметим только основные ее черты: 1) изменчивости подвержены все морфологические признаки; 2) изменение признака в пределах вида происходит постепенно, без заметных скачков; 3) признаки никогда не изменяются все одновременно.

Что же касается фациальной внутривидовой изменчивости стенофациальных видов, то она, помимо небольшого диапазона, характеризуется еще одной очень существенной чертой: у всех экземпляров какого-либо вида изменяются не все морфологические признаки раковины, а только некоторые из них. Одни из стенофациальных видов обладают несколько большей изменчивостью, другие — меньшей. К первым относятся виды, существовавшие в течение всего верхнего тортона и сармата, ко вторым — виды, существовавшие в верхнем горизонте тортона и в сармате.

Наиболее изменчивым признаком является форма раковины. У *Elphidium latuovum* sp. nov. она, например, в типичном случае неправильно-овальная в осевом сечении, но может становиться правильно- или вздуто-овальной; у *Elph. listeri* (d'O r b.) раковина меняется от широколинзовидной до линзовидной.

Значительным изменениям подвержен периферический край раковины. У *Elphidium ligatum* sp. nov. и *Elph. echinus* S e r. из округлого он превращается в сжато-округлый, у *Elph. joukovi* S e r. меняется от сжато-заостренного до режущего.

У тех видов, поверхность раковин которых покрыта гранулами и шипиками дополнительных отложений, варьирует орнаментация поверхности, в частности, у *Elphidium inclarium* sp. nov., *Elph. echinus* S e r., *Elph. regina* (d'O r b.).

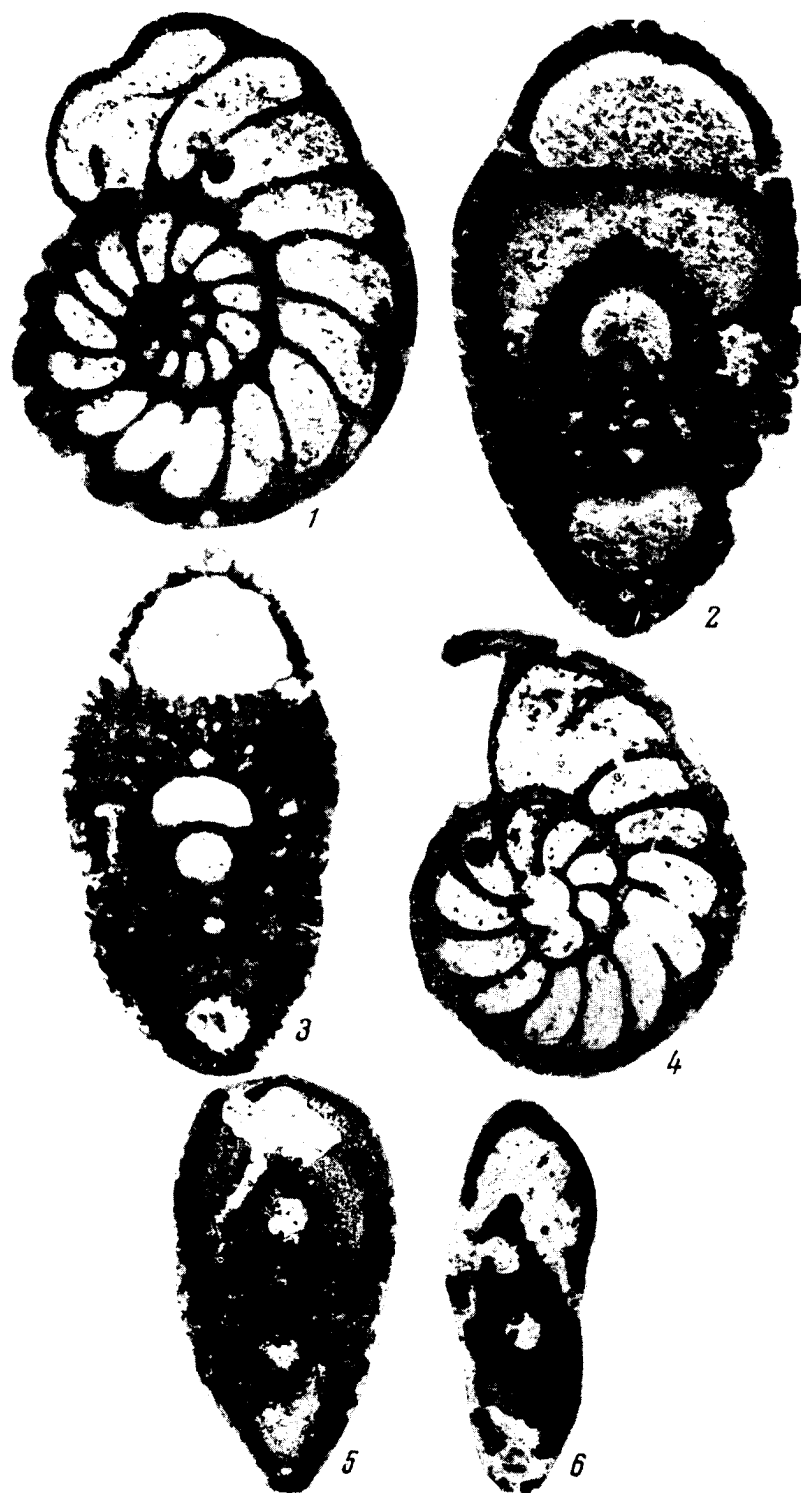
Некоторые виды имеют в пупочной области раковины стекловидный колпачок (*Elphidium microelegans* S e r., *Canalifera eichwaldi* (B o g d.) или диск стекловидных гранул (*Elphidium mirandum* sp. nov., *Elph. ferrentegratum* sp. nov.). У них могут меняться размеры колпачка или диска, а гранулы диска иногда слегка распространяются на поверхность камер.

В незначительных пределах колеблется длина септальных мостиков: например, у *Elphidium joukovi* S e r. мостики занимают от $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ ширины камеры до половины ее ширины.

В небольших пределах могут изменяться изогнутость камер, выпуклость их и выпуклость свободной от мостиков части камеры: *Elphidium josephina* (d'O r b.), *Elph. antonina* (d'O r b.), *Elph. ukrainicum* sp. nov.

Подробно о фациальной изменчивости каждого из видов см. в описательной части.

Таблица IX



1—4 — увеличение в высоту и ширину последних камер наружного оборота у *Elphidium latuorum* sp. nov., микро- (1, 2) и макроскопические (3, 4) особи. Осевые сечения (2, 3) и поперечные (1, 4); $\times 80$. Изменение периферического края у *Elphidium multacamerum* sp. nov. (5) и *Elph. macellum* (Fischl. et Moll.) (6) при достижении периода размножения; $\times 80$. Осевые сечения.

Глава VI

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВ РОДОВ *ELPHIDIUM* И *CANALIFERA* В МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОДОЛИИ

Стратиграфия миоценовых отложений Подолии изучена достаточно полно благодаря работам А. О. Михальского (1895, 1902), В. Д. Ласкарева (1902, 1903, 1914), Р. Р. Выржиковского (1924, 1927, 1928) и ряда других русских и иностранных геологов. В самых общих чертах стратиграфию можно представить в следующем виде.

Миоценовые отложения Подолии сложены породами тортонского и сарматского ярусов (имеется в виду район Толтрового кряжа Подолии), причем объем ярусов неполный: в тортоне отсутствуют вся его нижняя часть (нижний тортон), а также основание верхнего тортона (гипсы); в сарматском ярусе выпадают горизонты, начиная от среднего сармата.

Осадки верхней части верхнего тортона на территории Толтрового кряжа были подразделены И. К. Королук (1952) на три местных горизонта, обозначенных буквами Б, В и Г. Эти горизонты фаунистически не обоснованы, и возможность их выделения связана с тем, что разрез верхнего тортона обычно распадается на три толщи, каждая из которых имеет свою особенную литолого-фациальную характеристику. Поскольку вертикальное распределение фораминифер изучалось нами с учетом выделенных горизонтов, приведем их литологическую характеристику.

Отложения гор. Б отвечают в Подолии началу верхнетортонской трансгрессии. Среди них преобладают терригенные породы, а в органогенно-обломочных и литотамниевых глинистых и шаровых известняках иногда имеется примесь кварцевого песчаного материала. Наибольшим распространением пользуются кварцевые и кварцево-карбонатные пески и песчаники, мощность которых колеблется от 2 до 8 м. Они обнажаются в целом ряде мест Толтрового кряжа Подолии: Китай-город, Новая Гута, Маково, Карачковцы, Печера, Сурженцы, Приворотье. Пески содержат богатую фауну моллюсков, но встречается она неравномерно. В некоторых местах скопления перебитых раковин образуют прослой ракушечника.

Развитая в восточной части Подолии (восточнее р. Студеница) своеобразная фация песков в 1927 г. выделена Р. Р. Выржиковским под названием подольского яруса. Особенности кварцевых песков этой фации являются их чистота, мелкозернистость, полная бескарбонатность, бентонитизация по всей толще, что внешне выражается в липкости породы. Макрофауны здесь не обнаружено, отсутствуют также и фораминиферы. Пески подольского яруса, по мнению И. К. Королук, являются фацией, развившейся в прибрежных условиях при энергичном размыве нижележащих меловых толщ, богатых кремнеземом (трепелы, опоки).

Значительным распространением (но меньшим, чем в последующих горизонтах) пользуются литотамниевые известняки, представленные как биогермными разностями (шаровые и глинистые известняки), так и обломочными. Мощность известняков не превышает 3—6 м (Княжполь, Блещаниновка, Киселевка, Кривчик).

Глинистые отложения в гор. Б пользуются относительно небольшим распространением. Они образуют отдельные маломощные прослои среди других пород или слагают всю толщу (Станиславовка, Еленовка, Киселевка). Мощность глин не превышает 2 м.

Отложения гор. В имеют более разнообразную литологическую характеристику, отражая иную палеогеографическую обстановку, последовавшую за первым этапом трансгрессии. Это время накопления своеобразных органогенно-обломочных известняков («тесов»), время широкого развития литотамниевых полей. Именно в этот период создавались условия для развития рифовых фаций самого верхнего горизонта — гор. Г.

Типичной чертой тесовых известняков является обломочный характер органогенных частиц, слагающих известняки. Основная масса теса сложена обломками литотамний, в значительно меньшей степени присутствует детритусовый материал раковин моллюсков. По данным И. К. Королюк (1952), мощная толща (до 60 м) тесовых известняков образовалась за счет энергичной жизни и столь же энергичного разрушения литотамниевых построек на месте, так как смежные фации не могли служить источником обломочного материала. Макроскопически тес представляет яснозернистую, нетвердую, но прочную породу. Целые раковины моллюсков в подобных известняках редки, исключение представляют толстостенные, массивные устрицы. Лучшие обнажения тесов известны в окрестностях Приворотья (гора Тес, Кармелюк, Збручевица), у ст. Закупное (гора Долгая), у дер. Карачковцы (гора Сокол) и т. д.

Еще большим распространением, чем обломочные литотамниевые известняки, пользуются биогермные, но не рифовые литотамниевые известняки, представленные шаровыми и глинистыми разностями.

Шаровые литотамниевые известняки состоят из водорослевых шаров, более или менее плотно сцементированных между собой известняковым или мергелистым материалом. При выветривании известняки довольно легко распадаются на отдельные шары размером от 2—3 до 10—13 см.

При усилении приноса глинистого материала шаровые формы литотамний сменялись кустистыми формами, легко ломавшимися и дававшими при захоронении мергелистые или глинистые литотамниевые породы. Объемная роль литотамний в глинистых известняках не меньше, чем в шаровых разностях, но водоросли не образуют крупных шаров, а дают плотную плитчатую породу, переполненную члениками литотамний. Мощность слоистых биогермных литотамниевых пород колеблется от 3—4 до 10 м. Обнажены они во многих местах толтровой зоны Подолии (Маков, Балин, Княжполь, Цыковка, Смотрич, Китай-город, Супруньковцы и др.).

На фоне широкого развития биогермных и обломочных известняков водорослевого происхождения лишь отдельными пятнами встречаются тонкокластические породы — глины у Киселевки, мелкозернистые пески к югу от Княжполя. Значительное развитие кластические породы получают лишь в восточной части района, где развиты явно прибрежные отложения (к востоку от р. Студеница). Это — обломочные литотамниевые-ракушечниковые известняки с большой примесью кварца, различные кварцевые и кварцево-карбонатные песчаники.

Отложения гор. Г наиболее разнообразны, а расположение их наименее закономерно. Именно к этому периоду относятся знаменитые рифы Подолии, окруженные пестрой мозаикой органогенных и терригенных пород. Барьерный риф тянется непрерывной полосой от Днестра на северо-запад

на протяжении 50 км (в пределах района работ), представляя собой волно-рез, мелководное образование, возникшее на банке тесовых известняков предыдущего горизонта. Исследования И. К. Корольюк (1952) показали, что рифообразующими организмами являются не мшанки, как предполагал Барбот де Марни, и не кораллы, как считали А. О. Михальский и Л. Ш. Давиташвили, а различные роды и виды багряных водорослей *Lithothamnium*, *Lithophyllum*, *Archeolithothamnium*, *Lithoporella*. Точка зрения В. Д. Ласкарева, указавшего в 1904 г. на первенствующую роль литотамний в построении рифа, оказалась правильной. Литотамнии резко преобладают в объемном отношении, и наиболее распространенной породой рифов является полосчатый литотамниевый известняк белого или лилового цвета, плотный, иногда мелкокавернозный, состоящий из причудливо изогнутых водорослевых микрослоев, напоминающих разрезанный кочан капусты. Рядом с литотамниями поселялись мшанки и шестилучевые кораллы, образуя литотамниевомшанковые и коралловые известняки. Однако в теле рифа удельный вес этих пород незначителен. Гораздо более распространены литотамниевомерметусовые и чисто мерметусовые известняки — белая, твердая, очень кавернозная порода, состоящая из беспорядочно расположенных раковин *Vermetus intortus* L m k. Пространства между отдельными караваеобразными рифовыми телами заполнены афанитовыми химическими известняками и разнообразными органогенными обломочными известняками. Мощность рифовых известняков не менее 45 м; они прекрасно обнажены на всем протяжении гряды Медобор.

С востока и запада к рифовой гряде примыкали поля литотамниевых зарослей, где шло образование литотамниевых слоистых известняков. По сравнению с предыдущим горизонтом отмечается значительный привнос глинистого материала, и слоистые водорослевые породы представлены глинистыми литотамниевыми известняками или мергелями, характеризующими фацию угнетенного развития литотамний. Шаровые известняки встречаются как исключение. В ряде пунктов литотамниевых полей развиты отдельные пятна глин (Киселевка), песков и устричников (Новая Гута, Станиславовка). В самых верхних частях слоистых литотамниевых пород появляются прослои обломочных известняков, что знаменует начало энергичного размыва рифогенной полосы на границе с сарматом. Мощность слоистых толщ гор. Г не превышает 10 м.

К востоку от водорослевого рифа и литотамниевых полей биогермные породы замещаются разнообразными обломочными известняками, а последние, в свою очередь, — прибрежными песчаниками и ракушечниками.

Верхнетортонские отложения Подолии содержат чрезвычайно богатый комплекс моллюсков, изученный рядом исследователей. Полный список моллюсков приведен Б. П. Жижченко (1940).

Низы верхнего тортон (гор. А) в пределах Толтрового кряжа Подолии, как уже сообщалось, отсутствуют; наш материал по этим отложениям происходит из районов западнее р. Збруч. Гор. А здесь слагается химическими известняками, гипсами, ракушечниками, известковыми песчаниками и песками с редкой микрофауной. Нижний тортон в пределах Подолии также отсутствует. Мы располагаем материалом из западных районов (Бучач, Чертков), где нижний тортон представлен литотамниевыми известняками, органогенно-обломочными известняками, песками и глинистыми песками.

Породы верхнего тортон перекрываются нижним сарматом, стратиграфию которого можно кратко представить в следующем виде. Самые нижние слои нижнего сармата выделяются под названием бугловского горизонта, стратиграфическое положение которого до последнего времени было несколько неопределенным: часть исследователей относил бугловский

горизонт к тортону (средний миоцен), другие включали его в основание сармата (верхний миоцен). Бугловский горизонт складывается песчано-глинисто-мергелистыми породами (Новая Гута), замещаемыми галечниками (Киселевка, Карачковцы), оолитовыми известняками и глинами (Еленовка). Мощность бугловского горизонта небольшая — она не превышает 1,5—2 м, иногда падая до десятков сантиметров. В последнем случае бугловские слои открываются с трудом. Развиты они только в областях распространения слоистых осадков тортона, на которых залегают без всяких следов перерыва. На рифовой гряде в это время происходил энергичный размыв ее пород, и здесь бугловских слоев нет. Непосредственно на рифовых литотамниевых известняках по резко неровной границе лежат более высокие слои нижнего сармата. Бугловский горизонт содержит бедную фауну моллюсков переходного характера, причем видовое разнообразие средиземноморских моллюсков невелико, и фауна стоит ближе к сарматскому комплексу, чем к тортонскому.

На бугловских слоях или прямо на верхнем тортоне залегают мало-мощные мергели с типичной нижнесарматской фауной, сменяемые выше в некоторых местах онкоидными серпулевыми и серпулево-ракушечниковыми известняками. Онкоидные известняки представлены двумя основными разновидностями. Первая представляет серо-зеленоватую афанитовую породу, богатую трубочками серпул с некоторым количеством мшанок, кардиум, модиол, фораминифер. Вторая разновидность — ажурные серпулевые известняки — сплошь состоит из трубочек серпул, вытянутых в одном направлении. Мощность известняков не превышает 15—20 м. Пространства между онкоидами заняты рыхлыми мало-мощными осадками (мергели, глины, трепелы), в значительной мере уничтоженными эрозией. Несколько лучше сохранились участки, сложенные пламовыми и оолитовыми известняками. Для сармата характерны также мшанковые известняки, хотя значительного развития в Подолии они не получают. Заканчивается нижний сармат песчано-глинистыми породами и оолитовыми известняками, которые перекрывают серпулевые онкоиды и соответствующие им слоистые фации. К юго-востоку от района работ они переходят в близкие по литологическому облику отложения среднего сармата.

Породы нижнего сармата содержат обедненный в видовом отношении, но богатый экземплярами комплекс моллюсков (Колесников, 1940).

Перейдем к вопросу о распределении видов рода *Elphidium* и рода *Canalifera* в миоценовых отложениях Подолии (фиг. 6).

В нижнем тортоне мы встретили только три вида *Elphidium*: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. crispum* (L.). В нашем распоряжении был небольшой материал по нижнему тортону, но и другими микропалеонтологами (Серова, 1955; Пүтря, 1950; Пишванова, 1950) в нижнетортонских отложениях обнаружены только эти три вида *Elphidium*. Из литературных источников известно, что они встречаются и в более древних отложениях — в гальвее и нижнем миоцене (см. «Описание видов»).

Положение мало изменилось в самом нижнем горизонте верхнего тортона (гор. А). В песчанистых мелководных отложениях его встречаются те же самые *Elphidium*. Вместе с тем здесь впервые появляется новый вид этого рода — *Elph. ligatum* sp. nov. Необходимо отметить, что условия существования во время отложения осадков гор. А были вообще неблагоприятны для фораминифер (опресненные и сильно засоленные лагуны).

С наступлением времени гор. Б (трансгрессия верхнетортонского моря в область Подолии) начинается бурное развитие *Elphidium*, который представлен здесь большим количеством видов и громадным количеством экземпляров. Если в предыдущем горизонте было всего 4 вида *Elphidium*,

то в гор. Б их 16. Кроме *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. crispum* (L.), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. ligatum* sp. nov., здесь впервые появляются *Elph. aculeatum* (d'Orb.) (судя по литературным данным, он встречается и в более низких частях миоцена), *Elph. angulatum* (Eg.), *Elph. ungeri* (Reuss), *Elph. latusovum* sp. nov., *Elph. hauerinum*

	Н. тортаны	Верхний тортан				Нижний сармат	
		А	Б	В	Г	Бугор- ский г.р.	Валтин- ский г.р.
<i>Elphidium macellum</i>							
<i>Elph. aculeatum</i>							
<i>Elph. fichtellianum</i>							
<i>Elph. crispum</i>							
<i>Elph. ligatum</i>							
<i>Elph. angulatum</i>							
<i>Elph. ungeri</i>							
<i>Elph. latusovum</i>							
<i>Elph. hauerinum</i>							
<i>Elph. stellans</i>							
<i>Elph. multacamerum</i>							
<i>Elph. microelegans</i>							
<i>Elph. ukrainicum</i>							
<i>Elph. listeri</i>							
<i>Elph. antonina</i>							
<i>Elph. joukovi</i>							
<i>Elph. regina</i>							
<i>Elph. josephina</i>							
<i>Elph. mirandum</i>							
<i>Elph. inclarum</i>							
<i>Elph. echinus</i>							
<i>Elph. ferrentegratum</i>							
<i>Canalifera eichwaldi</i>							
<i>Can. clara</i>							

Фиг. 6. Распространение видов родов *Elphidium** и *Canalifera* в миоценовых отложениях Толтровой зоны Подольи.

(d'Orb.), *Elph. joukovi* Ser., *Elph. stellans* sp. nov., *Elph. multacamerum* sp. nov., *Elph. microelegans* Ser., *Elph. ukrainicum* sp. nov., *Elph. listeri* (d'Orb.), *Elph. antonina* (d'Orb.). В гор. Б появляются и виды рода *Canalifera* — *Can. eichwaldi* (Bogd.) и *Can. clara* sp. nov. Таким образом, в нижней части верхнего тортана, на границе горизонтов А и Б наблюдается резкий скачок в образовании новых видов родов *Elphidium* и *Canalifera*. Этот скачок, нужно предполагать, тесно связан с крупными изменениями палеогеографической обстановки, что привело к созданию мелководного платформенного бассейна. Ряд фаций последнего (песчанистые отложения, органогенно-обломочные известняки и т. д.) был чрезвычайно благоприятной средой обитания для видов *Elphidium*. Богатый комплекс видов рода *Elphidium* в гор. Б позволяет без труда разделять

нижнюю часть верхнего тортона (гор. А, гипсоносные слои) и его верхнюю часть (горизонты Б, В, Г, т. е. слои со стеногалинной фауной).

Вышележащий гор. В характеризуется почти теми же самыми видами *Elphidium* и *Canalifera*, что и гор. Б. Здесь отсутствует только *Elphidium stellans* sp. nov. Некоторое уменьшение количества видов *Elphidium* и количества экземпляров связано, по-видимому, с более широким развитием в гор. В карбонатных и глинистых фаций и с уменьшением площади терригенных, грубопесчанистых отложений. Таким образом, разделение литолого-фацциальных горизонтов Б и В на основании видов *Elphidium* практически невозможно.

Комплекс видов *Elphidium* в самом верхнем горизонте верхнего тортона (гор. Г) наиболее разнообразен и заметно отличается от состава видов *Elphidium* в нижележащих горизонтах Б и В. Количество видов *Elphidium* здесь достигает 21. Если учесть большое количество экземпляров, то становится ясным, что во время отложения осадков горизонта Г в Подолии имел место расцвет рода *Elphidium*. В гор. Г встречены все виды *Elphidium*, которые существовали в предыдущих горизонтах Б и В (за исключением *Elph. stellans* sp. nov.). Вместе с тем здесь впервые появляется целый ряд новых видов: *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. echinus* Ser., *Elph. ferrentegranulum* sp. nov., *Elph. inclarum* sp. nov., *Elph. mirandum* sp. nov. Все они встречаются относительно редко (в 10—15% образцов), но находка их позволяет четко отделить отложения самого верхнего горизонта тортона от более низких его горизонтов. Таким образом, в кровле верхнего тортона наблюдается второй скачок в образовании новых видов рода *Elphidium*. Без изменений продолжают существовать *Canalifera eichwaldi* (B o g d.) и *Can. clara* sp. nov.

В бугловский горизонт нижнего сармата из верхнего тортона переходят 17 видов *Elphidium*. Отсутствуют *Elph. ungeri* (R e u s s), *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. antonina* (d'O r b.). В пределах Подолии они не встречены и в более высоких слоях нижнего сармата, хотя некоторые из них обнаружены в сармате Закарпатья, Северного Кавказа и Западной Европы. Для бугловского горизонта характерно весьма широкое развитие *Elph. regina* (d'O r b.) (50% образцов), *Elph. josephina* (d'O r b.) и *Elph. joukovi* Ser. (25% образцов); более распространены, чем в тортоне, *Elph. echinus* Ser., *Elph. mirandum* sp. nov., *Elph. ferrentegranulum* sp. nov. (в среднем 15—20% образцов). Частая встречаемость этих шести видов *Elphidium* и отсутствие *Elph. ungeri* (R e u s s), *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. antonina* (d'O r b.) позволяет отличить бугловский комплекс эльфидий от верхнетортонского. *Canalifera eichwaldi* (B o g d.) и *Can. clara* sp. nov. встречены в бугловском горизонте в небольшом количестве экземпляров.

Резкая смена фауны эльфидий происходит на границе бугловского горизонта с вышележащими слоями нижнего сармата (волинский горизонт), что связано с окончательным опреснением сарматского бассейна. В волинском горизонте Подолии встречено всего 8 видов *Elphidium*. Четыре из них — эврифацциальные, пользующиеся широким стратиграфическим распространением: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.); 2 вида появились в гор. Б тортона — *Elph. latuovum* sp. nov. и *Elph. joukovi* Ser., а 2 — в самом верху тортона: *Elph. josephina* (d'O r b.) и *Elph. regina* (d'O r b.). Последние 3 названных вида наиболее характерны для волинского горизонта Подолии. *Canalifera eichwaldi* (B o g d.) и *Can. clara* sp. nov. не встречены. Таким образом, комплекс эльфидий волинского горизонта Подолии резко отличается от бугловского обедненностью состава и складывается из эврифацциальных видов в совокупности

с *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. joukovi* S e r.

Кратко резюмируя все сказанное, можно сделать вывод о том, что в развитии рода *Elphidium* на территории Подолии в эпоху тортона и нижнего сармата намечается четыре этапа. Два первые (гор. Б и Г тортона) представляют собой этапы образования новых видов, два последних (граница тортона и бугловского горизонта, граница последнего и волынського горизонта) — этапы вымирания (или миграции в другие районы). На основании этапов развития эльфиинид можно выделить следующие стратиграфические подразделения: 1) нижний тортон и гор. А верхнего тортона; 2) горизонты Б и В верхнего тортона; 3) гор. Г верхнего тортона; 4) бугловский горизонт нижнего сармата; 5) волинский горизонт нижнего сармата.

Необходимо отметить, что в развитии всего комплекса фораминифер на территории Подолии в миоценовое время намечаются те же четыре этапа. В нашем материале встречено свыше 200 видов фораминифер, относящихся к 55 родам и 17 семействам. Ниже приводится их список¹.

1. Семейство Nonionidae: *Nonion soldanii* (d'O r b.), *N. communis* (d'O r b.), *N. subgranosus* (E g.), *N. umbostelligerum* S e r., *N. artifex* S e r., *N. punctatus* (d'O r b.), *N. granosus* (d'O r b.), *N. marthobi* B o g d., *N. praevis* S u b b., *N. elongatum* C u s h m., *N. dollfusi* C u s h m., *N. semiinvolutus* K r., *N. biporus* K r., *N. limbosus* K r., *N. sp.*, *Paranonion russiensis* K r., *Nonionella ventragranosa* K r.

2. Семейство Miliolidae: *Hauerina ornatissima* (K a r r), *H. podolica* S e r., *H. compressa* d'O r b., *H. plana* S e r., *H. composita* S e r., *Miliolina nitens* (R e u s s), *M. gibba* (d'O r b.), *M. akneriana* (d'O r b.), *M. akneriana* (d'O r b.) var. *rotunda* G e r k e, *M. austriaca* (d'O r b.), *M. aff. morozovae* S e r., *M. pyrula* (K a r r.), *M. ovula* (K a r r.), *M. aff. spondi-ungeriana* S e r., *M. predkarpatica* S e r., *M. ungeriana* (d'O r b.), *M. circularis* (B o r n.), *M. inflata* (d'O r b.), *M. cuneata* (K a r r.), *M. trigonula* (L a m.), *M. selene* (K a r r.), *M. consobrina* (d'O r b.), *M. inornata* (d'O r b.), *M. intermedia* (K a r r.), *M. kelleri* S e r., *M. reussi* B o g d., *Miliolina bogdanoviczi* S e r., *M. aff. gracilis* (K a r r.), *M. sp. sp.*, *Sigmoilina tenuissima* (R e u s s), *Flintina aff. georgii* B o g d., *Nubecularia aff. novorossica* K a r r. et S i n z., *Pyrgo inornata* (d'O r b.), *P. lunula* (d'O r b.), *P. amphiconica* (R e u s s) var. *platystoma* G., *P. ventricosa* (R e u s s), *P. aff. clipeata* (K a r r.), *P. scutella* (K a r r.), *Pyrgo sp. sp.* (4 вида), *Spiroloculina vulgaris* S e r., *Schlumbergerina bogdanovi* S e r., *Articulina tenella* E i c h w., *A. nitida* (d'O r b.), *Nodobacularella podolica* D i d k., *N. sulcata* (R e u s s), *N. didkowskii* B o g d.

3. Семейство Anomalinidae: *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. dorsotumidus* S e r., *C. bogdanovi* S e r., *C. boueanus* (d'O r b.), *C. dutemplei* (d'O r b.), *C. aff. midwayensis* (P l u m m.), *C. amphisyliensis* (A n d r.), *C. pseudolopjanicus* K r., *C. transcarpaticus* P i s c h w., *Anomalina zbrutschensis* K r.

4. Семейство Rotaliidae: *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h w., *V. smotrichensis* K r., *V. aff. obtusa* (d'O r b.), *Gyroidina soldanii* (d'O r b.), *G. soldanii* (d'O r b.) var. *rotunda* S e r., *G. marina* P i s c h w., *Cancris brongnartii* (d'O r b.), *Rotalia—beccarii* (L.), *R. schreibersii* (d'O r b.), *R. aff. schreibersii* (d'O r b.), *R. stellifera* P i s c h w., *R. rata* K r., *R. toltraensis* K r., *R. magnifica* K r., *Pseudopatellinoides primus* K r., *Discorbis squamulus* (R e u s s), *D. imperatorius* (d'O r b.), *D. semiorbis* (K a r r.), *D. platyomphalus* (R e u s s), *D. inhabilis* K r., *D. basilicus* K r., *D. patellinoides* K r., *D. pellucidus* K r., *D. dorsodecorus* K r.,

¹ Состав эльфиинид и видов *Canalifera* приведен ранее.

Eponides probatus K r., *Ep. umbonatus* (R e u s s), *Ep. turris* (K a r r.), *Ep. haidingerii* (d'O r b.), *Ep. nanus* (R e u s s), *Conorbina miocenica* K r.

5. Семейство Buliminidae: *Bulimina elongata* d'O r b., *B. elongata* d'O r b. var. *subulata* C u s h m., *B. ovata* d'O r b., *B. trigona* T e r q., *B. aff. trocheata* T e r q., *Bulimina* sp., *Uvigerina pygmea* d'O r b., *Uv. asperula* C z j z., *Uvigerina* sp. sp. (4 вида), *Angulogerina angulosa* W i l l., *Buliminella elegantissima* (d'O r b.), *Bolivina antiqua* d'O r b., *B. dilatata* R e u s s, *B. sp. sp.* (3 вида), *Virgulina schreibersii* C z j z., *Virgulina* sp., *Reussella spinulosa* (R e u s s), *R. sp. sp.* (2 вида).

6. Семейство Alveolinidae: *Borelis haueri* (d'O r b.), *B. pilus* S e r., *B. melo* (F i c h t. et M o l l).

7. Семейство Peneroplidae: *Dendritina elegans* (d'O r b.), *Spirolina austriaca* d'O r b.

8. Семейство Epistominidae: *Epistomina partschiana* (d'O r b.).

9. Семейство Asterigerinidae: *Asterigerina planorbis* d'O r b.

10. Семейство Cassidulinidae: *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *C. bradyi* S e r., *C. laevigata* d'O r b., *C. oblonga* R e u s s.

11. Семейство Globigerinidae: *Globigerina bulloides* d'O r b., *G. aff. tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *G. triloba* d'O r b., *G. dubia* E g., *Orbulina universa* d'O r b., *Globigerinoides aff. conglobatus* (B r a d y).

12. Семейство Chilostomellidae: *Sphaeroidina bulloides* d'O r b., *Sph. austriaca* R e u s s, *Pullenia bulloides* (d'O r b.), *P. quinqueloba* R e u s s.

13. Семейство Spirillinidae: *Spirillina aff. vivipara* E h r e n b., *Patellina corrugata* W i l l.

14. Семейство Lagenidae: *Lagena ex gr. vulgaris* W i l l., *Frondicularia aff. laevigata* d'O r b., *Frondicularia* sp., *Robulus aff. imperiatorius* (d'O r b.), *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp. sp. (3 вида), *Entosolenia* sp. sp. (6 видов).

15. Семейство Textulariidae: *Textularia* sp. sp. (5 видов).

16. Семейство Polymorphinidae: *Globulina aequalis* d'O r b., *Gl. gibba* d'O r b. var. *gibba*, *Gl. gibba* d'O r b. var. *vera* R e u s s, *Gl. gibba* d'O r b. var. *pirula* R e u s s, *Gl. tuberculata* d'O r b., *Gl. aff. angusta* R e u s s, *Globulina* sp. sp. (6 видов), *Guttulina austriaca* d'O r b., *G. communis* d'O r b., *G. depauperata* R e u s s, *G. problema* d'O r b., *Polymorphina ovata* d'O r b., *P. complanata* d'O r b.

Первый этап по времени относится к основанию гор. Б верхнего тортона и характеризуется появлением ряда новых видов фораминифер. Из нижнего тортона более западных районов (данные М. Я. Серовой, Ф. С. Путьри, Л. С. Пишвановой) известны следующие фораминиферы: *Haplophragmoides* sp., *Textularia deperdita* d'O r b., *Miliolina austriaca* d'O r b., *M. gibba* d'O r b., *M. cf. bogdanovici* S e r., *M. cf. badenensis* d'O r b., *M. akneriana* d'O r b., *Sigmoilina tenuis* (C z.), *Cristellaria calcar* (L.), *Cr. echinata* d'O r b., *Cr. cultrata* d'O r b., *Cr. gibba* d'O r b., *Marginalina glabra* d'O r b., *Nodosaria badenensis* d'O r b., *N. hispida* d'O r b., *Guttulina problema* d'O r b., *Globulina gibba* d'O r b., *Gl. acuta* R ö m., *Glandulina laevigata* d'O r b., *Nonion punctatus* (d'O r b.), *N. subgranosus* (E g.), *N. soldanii* (d'O r b.), *N. communis* (d'O r b.), *N. umbosteligerum* S e r., *Uvigerina pygmea* d'O r b., *Bolivina antiqua* d'O r b., *B. dilatata* R e u s s, *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Discorbis* sp., *Gyroidina soldanii* (d'O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *R. dubia* (d'O r b.), *R. haueri* (d'O r b.), *R. aff. propinqua* (R e u s s), *Epistomina partschiana* (d'O r b.), *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Cassidulina oblonga* R e u s s, *Globigerina bulloides* d'O r b., *Gl. triloba* R e u s s, *Gl. tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *Orbulina universa* d'O r b., *Anomalina suessi* (K a r r.), *Gibicides dutemplei* (d'O r b.), *Gib. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r.

При сравнении состава фораминифер верхнего и нижнего тортонa можно убедиться в том, что видовое разнообразие фораминифер верхнего тортонa превосходит таковое нижнего тортонa, а главное — появляются виды, не известные из более древних горизонтов. Это явление наблюдается во всех важнейших семействах фораминифер (нониониды, милиолиды, аномалиниды, роталииды, булиминиды, текстулярииды, полиморфиниды). Некоторые новые виды являются пришельцами из миоценовых бассейнов Средней Европы, другие, — несомненно, местного происхождения, возникшие и развившиеся в пределах Подолии. Именно к ним должны быть отнесены фораминиферы, видовое название которых оказалось невозможным установить по западноевропейской микропалеонтологической литературе.

Второй этап приходится на гор. Г верхнего тортонa. Здесь появляется ряд видов *Nonion*, *Pyrgo*, *Rotalia*, *Bulimina*, *Uvigerina*, *Bolivina*, *Cassidulina*, *Polymorphina*, *Lagena*, *Fronicularia* и *Entosolenia*, ранее не известных в тортонских породах Подолии. Большинство этих видов ограничено в своем распространении только горизонтом Г, меньшая часть переходит в бугловку; наконец, только единичные виды смогли приспособиться к опресненным условиям сарматского бассейна (волинский горизонт) и представлены там множеством экземпляров: *Rotalia* aff. *schreibersii* (d'O r b.), *Nonion marzkobi* B o g d. Необходимо отметить, что за пределами Подолии отдельные виды встречаются и в более древних отложениях тортонa.

Резкое изменение состава фораминифер, происходящее на границе верхнего тортонa и бугловского горизонта, заключается в исчезновении многих нонионид, милиолид (в частности, всех видов *Pyrgo*), аномалинид, многих роталиид, большинства булиминид, лягенид и полиморфинид. Полностью отсутствуют текстулярииды, альвеолиниды, эпистоминиды, пенероплиды, хлостомеллиды, спириллиниды. Достаточно привести список бугловских фораминифер, чтобы понять степень изменения (обеднения) микрофауны: *Nonion praeius* S u b b., *N. granosus* (d'O r b.), *N. subgranosus* (E g.), *N. marzkobi* B o g d., *N. communis* (d'O r b.) (единичные экземпляры), *Globulina gibba* d'O r b., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. bogdanovi* S e r., *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Cass. laevigata* d'O r b., *Buliminella elegantissima* (d'O r b.), *Bolivina antiqua* d'O r b., *Bulimina elongata* d'O r b. (все булиминиды по числу экземпляров редки), *Rotalia beccarii* (L.), *Rot. aff. schreibersii* (d'O r b.), *Rot. stellifera* P i s c h w., *Asterigerina planorbis* d'O r b. (редко), *Miliolina akneriana* (d'O r b.), *M. ungeriana* (d'O r b.), *M. consobrina* (d'O r b.), *M. nitens* (R e u s s), *M. circularis* (B o r n e m.), *Articulina* sp. Вместе с тем в бугловском горизонте появляется несколько видов милиолин, которые не известны из гор. Г верхнего тортонa и характерны для нижнесарматских отложений. Это единичные экземпляры *Miliolina predcarpatica* S e r., *M. sarmatica* (K a r r.) и довольно обычные *M. reussi* B o g d.

Четвертый этап развития фораминифер миоцена Подолии начинается на границе бугловского и волинского горизонтов. Здесь окончательно исчезают все булиминиды и кассидулиниды, лягениды и астеригериниды. *Nonion praeius* S u b b., *N. communis* (d'O r b.). Бедный видами, но богатый количеством экземпляров комплекс фораминифер волинского горизонта состоит из *Nonion granosus* (d'O r b.), *N. subgranosus* (E g.), *N. marzkobi* B o g d., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r., *Rotalia beccarii* (L.), *Rot. aff. schreibersii* (d'O r b.), *Globigerina bulloides* d'O r b. и довольно разнообразных милиолид: *Miliolina reussi* B o g d., *M. morozovae* S e r., *M. predcarpatica* S e r., *M. sarmatica* (K a r r.), *M. consobrina* (d'O r b.), *Articulina* sp. и некоторых дру-

гих. К ним прибавляются элфидиумы, о которых мы говорили выше.

Характер изменения фауны фораминифер на границе верхнего тортона и бугловского горизонта, бугловского горизонта и вышележащих слоев нижнего сармата позволяет высказать определенные соображения в пользу отнесения бугловского горизонта к тортону или к сармату. Этот вопрос, как известно, имеет большую давность и различными исследователями решался неодинаково ¹.

Фауна фораминифер бугловского горизонта весьма своеобразна и носит переходный характер между типичной тортонской и типичной сарматской микрофауной. В ее составе можно выделить три элемента.

Первый составляют формы, перешедшие в бугловский горизонт из верхнего тортона, где они широко распространены почти во всех его горизонтах. Но подавляющее количество тортонских фораминифер в бугловский горизонт не переходит, исчезая на границе с ним.

Многие фораминиферы тортона в бугловском горизонте представлены единичными экземплярами, которые вымирают на границе с волинским горизонтом.

Второй элемент составляют фораминиферы, которые в единичных экземплярах появились в кровле верхнего тортона (гор. Г) и уже достаточно широко развиты в бугловском горизонте. Часть этих фораминифер исчезает на границе с волинским горизонтом нижнего сармата, другая часть переходит в этот горизонт, представлена большим количеством экземпляров и является типичнейшей сарматской микрофауной: *Elphidium regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Nonion martkobi* B o g d.

Наконец, к третьему элементу относятся фораминиферы, которые не встречены в осадках верхнего тортона, впервые появляются в бугловском горизонте и наиболее широко развиты в вышележащих слоях нижнего сармата. К ним относится такая важнейшая руководящая форма нижнего сармата юга СССР и Крымско-Кавказской зоны, как *Miliolina reussi* B o g d., а также *M. sarmatica* (K a r r.) и *M. predcarpatica* S e r.

Таким образом, бугловский комплекс фораминифер, действительно, связан и с тортонской, и с сарматской микрофауной. Относительно постепенное изменение фауны фораминифер на границе тортона и сармата отражает особенности истории развития тортонского и сарматского бассейнов на территории Подолии. В зоне Толтрового кряжа Подолии слоистые фации верхнего тортона связаны постепенным переходом с вышележащими — заведомо сарматскими — слоистыми осадками. Разрыв и перерыв в осадконакоплении наблюдается только непосредственно в полосе литотамниевых рифов. Условия нормально-морского, стеногалинного бассейна верхнего тортона были резко нарушены с наступлением бугловского времени. Об этом с несомненностью свидетельствует поведение фауны фораминифер. Начавшееся опреснение оказалось губительным для многих видов, родов и семейств простейших. Только небольшая часть их (не считая эврифациальных видов) смогла приспособиться к новым условиям, хотя и представлена меньшим количеством экземпляров. Но некоторые виды, появившиеся в кровле тортона или в основании бугловского горизонта, — *Elphidium regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Nonion martkobi* B o g d., *Miliolina reussi* B o g d., *M. sarmatica* (K a r r.) успешно приспособились к новым условиям, и с этого момента начинается их бурное развитие. Опреснение усилилось к концу бугловского времени, что повлекло за собой новое изменение состава микрофауны: исчезновение целого ряда фораминифер, перешедших в бугловский горизонт из тортона

¹ Краткий обзор взглядов приведен в работах Л. Н. Кудрина (1954) и И. К. Королук (1952).

в единичных экземплярах, и еще более широкое развитие только что перечисленных бугловских видов. В результате фауна фораминифер приняла типичный нижнесарматский облик.

На основании фактических данных о развитии фораминифер, как нам кажется, бугловский горизонт должен быть включен в нижний сармат; границу между сарматом и тортоном следует проводить в основании бугловского горизонта. Именно с этого момента начинается резкое изменение фауны фораминифер.

Аналогичные изменения в фауне моллюсков происходят на границе тортона и бугловского горизонта; исчезают также стеногалинные кораллы, эхинодерматы и багряные водоросли (литотамнии). Все это отражает начало изменения гидрологического режима. Резко меняется и характер осадконакопления в бугловском горизонте Подолии, что связано с омоложением рельефа и крупными палеогеографическими изменениями. Микропалеонтологические данные находятся в полном соответствии с этими данными и подтверждают точку зрения В. П. Колесникова (1940), И. К. Корольюк (1952) и Л. Н. Кудрина (1954) о необходимости включения бугловского горизонта в нижний сармат.

Исследование района Толтрового кряжа Подолии показывает, что некоторые типичные нижнесарматские виды фораминифер (в частности, эльфидиумы) появились уже в кровле тортона, т. е. ниже границы между тортоном и сарматом.

В заключение интересно кратко сравнить распределение видов рода *Elphidium* в миоценовых отложениях Подолии с распределением эльфидиум в миоцене юга СССР и Венского бассейна.

Стратиграфическое распределение видов *Elphidium* в миоценовых отложениях Северного Кавказа известно достаточно хорошо благодаря работам А. К. Богдановича (1932, 1947, 1949). Впервые эти виды — *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll) и *Elph. rugosum* (d'Orb.) var. *atschiensis* Suzin — появляются в чокракском горизонте. В караганском горизонте известны единичные находки *Elphidium* sp. Более разнообразны эльфидиумы в видовом отношении в отложениях конкского горизонта: *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. kudakoense* Bogd., *Elph. aff. angulatum* (Eg.), *Elph. ex gr. striato-punctatum* (Ficht. et Moll). Но в количественном отношении они отнюдь не являются преобладающими, значительно уступая милиолидам, частично — нонионидам и булиминидам. Следует также отметить, что эльфидииды распространены в верхней части конкского горизонта (собственно конкские слои) и редко встречаются в низах его (фоладовые или картвельские слои).

В нижнесарматское время эльфидииды пользуются значительно большим развитием. Это справедливо как в отношении их видового состава — *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. angulatum* (Eg.), *Elph. hauerinum* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. regina* (d'Orb.), так и в отношении количества экземпляров: глинистые и детритусовые пески, песчанистые глины содержат ассоциацию обильных эльфидиид. Столь же обильным распространением пользуются эти фораминиферы в среднем сармате.

Таким образом, стратиграфическое распределение эльфидиид в миоцене Северного Кавказа очень сильно отличается от их распределения в миоценовых отложениях толтровой зоны Подолии. На основании развития таких руководящих форм, как *Elphidium regina* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), а также некоторых других фораминифер — *Miliolina reussi* Bogd., *Nonion martkobi* Bogd., — нижний сармат Подолии (включая бугловский горизонт) следует сопоставлять с нижним сарматом Северного Кавказа. Следовательно, верхний тортон Подолии соот-

ветствует конкскому горизонту Северного Кавказа, хотя сопоставление их низов еще неясно: гор. А верхнего тортона Подолии соответствует или низам конкского горизонта (картвельские слои) Северного Кавказа (Кудрин, 1954) или же караганскому горизонту (Жижченко, 1952). Но в Подолии расцвет рода *Elphidium* приходится на верхний тортон, в сармате видовое разнообразие рода резко сокращается, хотя он и составляет важнейший элемент микрофауны. Наоборот, на Северном Кавказе расцвет рода *Elphidium* приходится на нижний и средний сармат, тогда как в отложениях конкского горизонта виды его пользуются относительно небольшим распространением.

Подобное несоответствие было замечено А. К. Богдановичем еще в 1932 г., который писал, что «подавляющее большинство русских исследователей свои находки *Elphidium* приурочивают к нижнему сармату и криптомактровым слоям, и только акад. П. А. Тутковский (1898, 1925), занимавшийся изучением фораминифер из отложений юга и юго-запада Европейской части СССР, считает, что в сарматском ярусе *Elphidium* играет второстепенную роль, тогда как II средиземноморский ярус характеризуется их чрезвычайным обилием». Причины такого расхождения пытались видеть в незавершенности работы П. А. Тутковского по миоценовым фораминиферам Подолии и Волыни. Теперь становится очевидным, что наблюдения П. А. Тутковского были правильными.

На основании сравнения фауны эльфидийд Подолии и Северного Кавказа очевидно, что бурное развитие рода *Elphidium* началось в Подолии значительно раньше, чем на Кавказе, — в верхнетортонское время, чему способствовали благоприятные биомические условия (мелководные фации). Затрудненная связь конкского бассейна Кавказа со средиземноморским бассейном (в частности, с Галицийско-Подольским) не позволила многим подольским видам *Elphidium* мигрировать в конкский бассейн Северного Кавказа, за исключением единичных, широко распространенных видов — *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. aff. angulatum* (Eg.) Местным кавказским видом является, по-видимому, *Elph. kudacoense* B o g d. К тому же условия обитания для эльфидийд в конкском бассейне Кавказа были менее благоприятны, чем в платформенном бассейне Подолии.

С наступлением нижнесарматского времени открывается свободное сообщение между Галицийско-Подольским и Крымско-Кавказским бассейнами, что привело к свободному обмену фауной. *Elphidium regina* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. crispum* (L.) мигрируют из Подолии в нижнесарматское море Северного Кавказа, причем переселение было весьма быстрым: эти виды фораминифер появляются на Кавказе в самом основании разреза нижнего сармата (то же самое, между прочим, можно отметить для *Miloidina reussi* B o g d. и *Nonion martkobi* B o g d.). Разнообразие видов *Elphidium* в сарматском бассейне Кавказа заметно возрастает, увеличивается и количество экземпляров. Сильно песчанистые глины нижнего сармата, грубопесчаные и детритусовые глины, глинистые пески и ракушечники среднего сармата содержат чрезвычайно характерный палеоценоз эльфидийд. Все же следует отметить, что и в сарматских отложениях Кавказа род *Elphidium* менее развит, чем в сармате Подолии. Объясняется это, как нам кажется, тем, что в нижнем и среднем сармате Северного Кавказа преобладали глинистые более глубоководные фации, чем в платформенном сарматском бассейне Подолии. Они были неблагоприятны для эльфидийд и заселялись разнообразными миллиолидами.

Распределение эльфидийд в миоценовых отложениях юга Украины изучено недостаточно полно. По данным О. К. Каптаренко-Черноусовой (1939), в тортонских отложениях Никопольского марганцеворудного района встречаются относительно редкие *Elphidium macellum* (Ficht.

et Moll), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. angulatum* (Eg.). Своего максимального развития эти виды достигают в нижнем сармате, где к ним прибавляется *Elph. regina* (d'Orb.).

В нижнесарматских отложениях Западного Крыма нами были обнаружены обильные *Elph. regina* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), а также *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. crispum* (L.). Этот же комплекс эльфидиид встречен в осадках среднего сармата. В среднем сармате Одесского района В. Я. Дидковским (1952₁) установлены *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. aff. subumbilicatum* (Cz.), *Elph. aff. listeri* (d'Orb.).

Обильная фауна эльфидиид встречена нами в нижнесарматских отложениях Южной Молдавии: *Elph. regina* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. aff. angulatum* (Eg.), *Elph. joukovi* Ser., единичные экземпляры *Elph. aff. subumbilicatum* (Cz.). В большом количестве присутствует *Elph. rugosum* (d'Orb.), не известный из нижнего сармата толтовой зоны Подолья.

В нубекуляриевых известняках среднего сармата Кишинева В. Я. Дидковский (1952₂) обнаружил *Elph. regina* (d'Orb.), *Elph. angulatum* (Eg.), *Elph. giganticum* Didk. nom. nsc. Каррером и Синцовым (1876) здесь же встречены *Elph. crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. subumbilicatum* (Cz.).

Весьма интересно отметить, что в тортонских и сарматских отложениях Предкарпатского прогиба эльфидииды пользуются несравненно меньшим распространением, чем на платформе. Из верхнего тортона (покутская свита) Ф. С. Путря (1950) приводит всего четыре вида: *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. crispum* (L.), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. ex gr. kudakoense* Bogd. Более разнообразны виды этого рода в нижнем сармате (по М. Я. Серовой), но и здесь они немногочисленны: *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. rugosum* (d'Orb.), *Elph. ex gr. striatopunctatum* (Ficht. et Moll), *Elph. angulatum* (Eg.).

Таким образом, сарматские отложения повсеместно характеризуются широким развитием видов *Elphidium*, которые редки или совсем отсутствуют в тортонских осадках: *Elph. rugosum* (d'Orb.), *Elph. joukovi* Ser., *Elph. regina* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.), *Elph. subumbilicatum* (Cz.). Комплекс этих видов можно считать руководящим для сармата.

Распределение эльфидиид в миоценовых отложениях Венского бассейна известно главным образом по классическим работам Ф. Каррера. Тортонаский комплекс видов *Elphidium* (известняки Лейта, Баденский тегель) значительно отличается от сарматского. Нижняя зона известняков Лейта (мшанковая зона) эльфидиумами очень бедна; здесь встречены (Karrer, 1864) относительно немногочисленные *Elph. crispum* (L.) и *Elph. macellum* (Ficht. et Moll). Значительно богаче эльфидиумами верхняя (нуллипоровая) зона, где широко развиты *Elph. crispum* (L.), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. flexuosum* (d'Orb.), но видовое разнообразие рода остается почти прежним. В особенно большом количестве экземпляров три названных вида встречаются там, где мергелистые и глинистые осадки тортона замещаются мелководными песчанистыми отложениями (пески у Нейдорфа) и ракушечниками (Karrer u. Fuchs, 1868; Karrer, 1864). Только в самой верхней части нуллипоровой зоны комплекс *Elphidium* становится очень богатым: *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. obtusum* (d'Orb.), *Elph. rugosum* (d'Orb.), *Elph. listeri* (d'Orb.), *Elph. hauerinum* (d'Orb.), *Elph. antonina* (d'Orb.), *Elph. regina* (d'Orb.), *Elph. josephina* (d'Orb.) (Karrer, 1861, 1864; Karrer u. Fuchs, 1868). Но Каррер

отмечает, что встречены они, по сути дела, только в районе Нуссдорфа и притом в виде редких и очень редких экземпляров.

С наступлением нижнесарматского времени начинается бурное развитие эльфидий. По сообщению Каррера, раковинки *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. subumbilicatum* (C z.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. obtusum* (d'Orb.), а также *Elph. crispum* (L.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. antonina* (d'O r b.) *Elph. flexuosum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) буквально переполняют сарматские осадки, будучи наиболее характерными для мелководных песчаных отложений (пески с церитами). Наличие многочисленных раковин эльфидий, среди которых заметное место принадлежит *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. subumbilicatum* (C z.), является, по мнению этого автора, надежным признаком, позволяющим легко отличить сарматский комплекс фораминифер от тортонского. Подобная мысль проводится Каррером во всех его работах, посвященных сарматским отложениям (Karger, 1863, 1867, 1895, 1899), а также в работах тех геологов, где микрофауна определялась Каррером (Karger u. Fuchs, 1868; Toula, 1877; Kornhuber, 1897—1898).

Бедность эльфидиями отложений II средиземноморского яруса (тортон), ряда мест восточной и юго-восточной зарубежной части Европы (Бавария, Силезия, Величка, Ольмюц, Банат, Острау и т. д.) отмечают многие авторы, такие, как Шуберт (Schubert, 1899, 1913), Каргер (Karger, 1868), Рейсс (Reuss, 1867), Эггер (Egger, 1857), Ржегак (Rzehak, 1885), Прохазка (Prochazka, 1893).

Современные работы по фораминиферам Венского бассейна, например, работа Грилля (Grill, 1950), также подтверждают, что тортонские отложения (не говоря уже о гелльете) весьма бедны эльфидиями, тогда как в сармате они встречаются в массовых количествах. По фауне эльфидий в сармате выделяются микропалеонтологические зоны.

Таким образом, распределение эльфидий в миоценовых отложениях Венского бассейна и в прилегающих к нему районах значительно отличается от их распространения в отложениях Подолии. В Венском бассейне расцвет рода *Elphidium* падает на сармат, тогда как в Подолии расцвет начинается в верхнем тортоне. Причины такого расхождения нам не совсем ясны, так как Подольский миоценовый бассейн был довольно тесно связан с миоценовым морским бассейном Австрии. Все же, по-видимому, эта связь была несколько затруднена (с точки зрения возможности миграции фораминифер), так как ряд широко распространенных в тортоне Подолии видов *Elphidium* отсутствует в Венском бассейне: *Elph. microelegans* S e r., *Elph. joukovi* S e r., *Elph. latusovum* sp. nov., *Elph. multacamerum* sp. nov., *Elph. ukrainicum* sp. nov. Отсутствуют также *Elph. echinus* S e r., *Elph. mirandum* sp. nov., *Elph. ferrentegratum* sp. nov., появившиеся в кровле тортона, и виды рода *Canalifera*. В Подолии *Elph. antonina* (d'O r b.), *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. angulatum* (E g.) известны с низов верхнего тортона, а в Венском бассейне они встречены только в верхах его (верхи нуллипоровой зоны). С другой стороны, некоторые венские виды *Elphidium* отсутствуют в тортоне Подолии: *Elph. flexuosum* (d'O r b.), *Elph. obtusum* (d'O r b.).

На основании изложенного можно предположить, что в верхнем тортоне Подолия явилась местом возникновения целого ряда видов *Elphidium*, часть которых осталась эндемичными видами, а часть мигрировала с течением времени в Венский бассейн. Венскому бассейну свойственны свои эндемичные виды *Elphidium*, но тортонский комплекс эльфидий здесь значительно беднее, чем в Подолии. Это объясняется, по-видимому, менее благоприятными условиями обитания для эльфидий — фации межгорных впадин Средней Европы были более глубоководными (глинисто-

мергелистыми), чем фации платформенного моря Подолии, хотя и в межгорных впадинах мелководные отложения были нередки.

Единичные экземпляры *Elph. regina* (d'Orb.) и *Elph. josephina* (d'Orb.) появились в Венском бассейне в кровле тортона; в нижнем сармате они широко распространены (аналогично развитию этих видов в миоцене Подолии). Благодаря этому сарматские комплексы эльфидиид Подолии и Австрии очень близки между собой, а два названных вида являются хорошими руководящими ископаемыми сарматских отложений.

Бурное развитие эльфидиид в нижнем сармате Венского бассейна, несомненно, связано с появлением мелководных песчаных фаций. О «бурном развитии» можно говорить потому, что сарматский комплекс эльфидиид значительно богаче тортонского и по количеству видов, и по количеству экземпляров. Но если взять почти аналогичный в видовом отношении комплекс эльфидиид из сармата Подолии и сравнить его с тортонским комплексом, то он будет характеризовать, как мы знаем, «упадок в развитии» рода *Elphidium* (опреснение морского бассейна в сармате). Подлинный расцвет рода *Elphidium* в третичное время на территории Средней и Восточной Европы относится, следовательно, к верхнетортонскому времени.

В распределении эльфидиид в миоценовых отложениях Венского бассейна есть чисто внешняя аналогия с распределением этих фораминифер в миоценовых осадках Северного Кавказа, хотя в первой области эльфидииды разнообразнее и в видовом, и в количественном отношении. Это внешнее сходство отмечалось А. К. Богдановичем в 1932 г.

Что же касается видов *Elphidium* из миоценовых отложений Крайнего Востока нашей страны (о-в Сахалин), то они, как и следует ожидать, имеют мало общего с европейскими видами (Волошинова, 1952). Небезынтересно все же отметить, что южнее, в третичных отложениях о-ва Хондо (Япония), встречены два вида *Elphidium*, распространенные в третичных осадках Европы. Но это будут эврифацциальные космополиты *Elph. crispum* (L.) и *Elph. macellum* (Ficht. et Moll). Первый из них обнаружен в верхнем миоцене: слои Натсукава (Yabe a. Hanzava, 1923₁), а второй — в плиоценовых отложениях: слои Ноджима (1923₂). Способность к существованию в разнообразных условиях обеспечила этим видам возможность широкой миграции.

Глава VII

ОТНОШЕНИЕ РОДА *ELPHIDIUM* К УСЛОВИЯМ ОБИТАНИЯ

Зависимость рода *Elphidium* и отдельных его видов от окружающей среды освещена слабо как в русской, так и в иностранной литературе. В этом отношении род *Elphidium* не представляет особого исключения среди прочих мезо-кайнозойских фораминифер, ибо палеоэкология последних также изучена еще недостаточно полно. Но если до сих пор не изучены с необходимой полнотой те связи, которые существуют между комплексами фораминифер и средой их обитания и закономерности в распределении этих комплексов, то уже давно установлено, что представители отряда простейших чутко реагируют на малейшие изменения окружающей их обстановки, являясь прекрасными показателями биомического режима бассейнов далекого прошлого. Поэтому фораминиферы в такой же мере, как и многоклеточные организмы, могут быть использованы для воссоздания сложного комплекса физико-химических, физико-механических, батиметрических и иных факторов обстановки условий накопления осадков в ископаемых бассейнах.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ФОРАМИНИФЕР

Изучение экологии ископаемых фораминифер затрудняется самой методикой. Для палеоэкологических построений основной интерес представляет фауна, захороненная на месте своего обитания, — только анализ такого рода фауны позволяет выяснить обстановку седиментации определенной фацальной области.

Для того чтобы установить, действительно ли мы имеем дело с захороненным на месте обитания комплексом фораминифер, в принципе могут быть использованы все методы, которые применяются с аналогичной целью к макрофауне: нахождение раковин в прижизненном положении, совместное нахождение различных возрастных стадий, самый характер захоронения. Но практика показывает, что в микропалеонтологии применение некоторых из этих методов сталкивается с большими затруднениями.

В своей работе мы использовали все рассмотренные методы с теми ограничениями, которые вытекают из их применения к микрофауне, но особое значение придавали методу, который может быть назван статистическим.

Сущность статистического метода проста; заключается она в следующем. Прежде всего подсчитывалось количество экземпляров каждого рода

и видов этих родов в данном образце, а также давалась оценка относительной насыщенности породы раковинами фораминифер. Далее систематический состав фораминифер исследуемого образца изображался графически, причем составлялись графики родового состава¹, а для каждого из наиболее важных, представленных многими видами родов, составлялись графики видового состава. Наглядность графического материала сразу же позволяла выявить комплексы фораминифер, наиболее часто встречающиеся в пределах данной фации и отличающиеся между собой мелкими деталями систематического состава. Наряду с ними могут быть встречены комплексы фораминифер иного систематического состава, хотя в нашем материале они в большинстве случаев отсутствовали. За первыми в ходе работы априорно признавалась (в силу их широкого распространения) первичность захоронения. Вторые подвергались еще более тщательному изучению, что в конце концов приводило к выводу о вторичности захоронения или о том, что своеобразие этих комплексов фораминифер объясняется наличием внутри фациальной зоны отдельных участков («микрофаций»), которые характеризовались несколько иными биоморфическими факторами.

После установления первичности захоронения фораминифер выявлялось их распределение по фациям. На первом этапе изучалось распределение родов фораминифер, что сразу же давало общую картину. Так как виды одного рода обладают определенной общностью основных черт морфологии раковины, то каждый род может получить свою экологическую характеристику. Иногда такая характеристика может быть дана и более крупным группам — нескольким родам из одного и того же семейства фораминифер (некоторые булиминиды, полиморфиниды, отчасти милиолиды и т. д.).

Вполне понятно, что эти характеристики являются схематизированными и отнюдь не отрицают необходимости изучения экологии каждого вида фораминифер в отдельности. На втором этапе устанавливалось распределение видов рассматриваемых родов фораминифер, учитывались видовой состав рода, стено- или эврифациальность видов, их число и количество экземпляров каждого вида.

При анализе комплексов фораминифер по разрезу основное внимание нужно сосредоточивать на наиболее распространенных представителях микрофауны. Менее распространенные роды и виды служат целям детализации экологического распространения. В процессе работы чрезвычайно важно установить роды и виды, диаметрально противоположные по своей экологии. Анализ морфологии этих фораминифер позволит выяснить адаптивное значение строения этих раковин, а с другой стороны — факторы внешней среды, наиболее существенные для распределения фораминифер по экологическим типам.

Та общая закономерность распределения фораминифер по фациям, которая получилась в процессе исследования и которая будет изложена ниже, говорит в пользу того, что статистический метод вполне приложим к фораминиферам при палеоэкологическом анализе, так как он проверен на практике. Поэтому комплексы фораминифер, априорно считавшиеся первично захороненными на месте своего обитания или вблизи него, действительно являются таковыми.

¹ Графики родового состава помещены в тексте при характеристике фаций. Количество экземпляров каждого рода здесь дано в процентах от общего числа фораминифер в образце, причем для построения использованы не суммарные данные по каждому слою, а данные наиболее характерного, конкретного образца.

По такому же принципу составлялись и графики видового состава, не приведенные в настоящей работе.

Статистический метод вполне приложим и к макрофауне, но исключительной ролью он пользуется в микропалеонтологии, что объясняется характером самих объектов исследования. В процессе работы микропалеонтолог оперирует многими сотнями и тысячами экземпляров фораминифер, так как в пределах шлифа их может быть до 200—300, а из того объема породы, который обычно берется на отмучивание, иногда может быть получено несколько тысяч раковин. При наличии достаточного количества образцов с богатой микрофауной ошибку в определении первичности захоронения фораминифер можно свести к минимуму, так как полученные данные все время подвергаются новому контролю, новой проверке.

Однако было бы совершенно неверно признавать за статистическим методом самодовлеющее значение, пользоваться только им одним. Его применение должно идти рука об руку с использованием возможностей прочих методов установления первичности захоронения, а также с самым тщательным анализом характера осадков и заключенной в них макрофауны.

СОДЕРЖАНИЕ ТЕРМИНА «ПАЛЕОЦЕНОЗ ФОРАМИНИФЕР»

Сообщества фораминифер, находящиеся в первичном залегании, будут в дальнейшем называться палеоценозами фораминифер. Под термином «палеоценоз» обычно понимается «группировка ископаемых организмов, связанная единым комплексом факторов внешней среды (биотопом) и составляющая часть... биоценоза, сохранившуюся в ископаемом состоянии» (Мерклин, 1950). Палеоценоз фораминифер — часть группировки ископаемых организмов, относящаяся по систематическому составу к отряду фораминифер. Очевидно, что палеоценоз фораминифер — не обязательно скопление микроорганизмов, биоценотически связанных при жизни.

После своей смерти раковины фораминифер могли быть смещены со своего места, несколько отнесены в стороны. Но важно то, что перенос раковины не распространялся за пределы определенной биомической зоны обитания, а потому комплексы фораминифер могут быть использованы для реконструкции условий их существования, для восстановления условий осадконакопления, что практически важно в работе микропалеонтолога.

Наиболее сильно биоценотические связи нарушались в зонах отложения песчаных, песчано-глинистых и органогенно-обломочных осадков. Тем не менее палеоценозы фораминифер из этих зон являются настолько постоянными и специфическими, что и они с успехом могут служить для характеристики этих зон. Следует также учитывать, что комплекс фораминифер в образце породы может содержать как планктонные, так и донные формы. Но если разделение палеоценозов пелагических и бентонных фораминифер не представляет особого труда, то чрезвычайно трудно при современной степени изученности образа жизни фораминифер разделить, например, палеоценоз донных фораминифер и фораминифер, обитавших на водорослях и попавших в осадок лишь после их гибели. Одним из наиболее существенных отличий содержания термина «палеоценоз фораминифер» от термина «биоценоз фораминифер» является то, что комплекс ископаемых фораминифер получается из образца породы мощностью в несколько сантиметров, образование которой происходило в течение значительного промежутка времени. Вполне естественно, что в таком ископаемом комплексе будет присутствовать несколько прижизненных сообществ фораминифер (биоценозов).

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ МИОЦЕНОВЫХ ФОРАМИНИФЕР ПОДОЛИИ

Миоценовые отложения Подолии характеризуются рядом особенностей, позволяющих очень детально изучать зависимость фораминифер от условий среды их обитания.

Прежде всего это качественное разнообразие и количественное богатство как рода *Elphidium*, так и всех остальных фораминифер. Не менее богаты миоценовые отложения Подолии и макрофауной: разнообразными пелециподами и гастроподами, мшанками, кораллами, морскими ежами, червями. В большом количестве встречаются флористические остатки, представленные багрянными водорослями (литотамниями). Все это дает право сопоставлять палеоэкологические выводы, полученные на основании анализа комплексов микрофауны и макрофауны с флорой, что позволяет избежать возможных ошибок и делает наши представления о бионических условиях миоценового моря Подолии более целостными.

Наконец, чрезвычайно благоприятным моментом в изучении палеоэкологии фораминифер является разнообразие фаций миоценовых отложений Подолии.

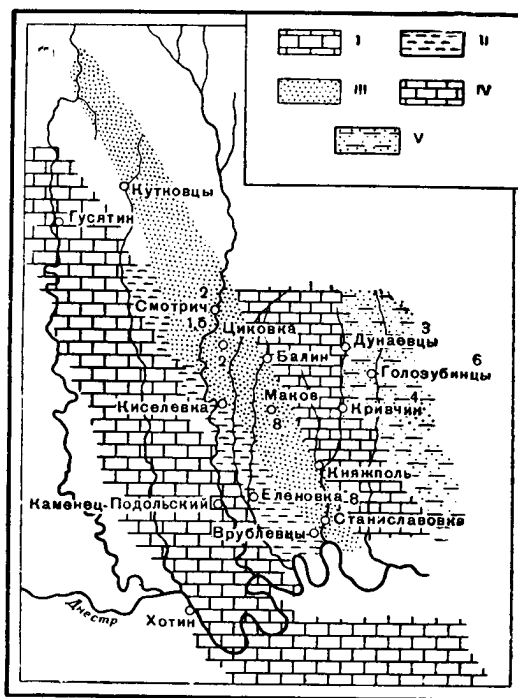
Фации тортона и сармата Толтрового кряжа Подолии подробно изучены И. К. Королук (1952). Как уже указывалось, в разрезе выделяются ряд местных литолого-фациальных горизонтов, а в пределах каждого горизонта — фациальные зоны. В своей работе мы будем пользоваться фациальными зонами, выделенными И. К. Королук, пытаюсь установить палеоэкозою фораминифер для каждой зоны и их обусловленность бионическим режимом этих зон.

В некоторых фациальных зонах нами выделялись небольшие по площади фациальные участки («микрофации»), отличающиеся деталями бионического режима и в соответствии с этим — своеобразными комплексами фораминифер.

Переходим к распределению фораминифер по фациям отдельных горизонтов миоцена Подолии.

Горизонт Б

В гор. Б выделены следующие фациальные зоны северо-северо-западного простирания (фиг. 7). На западе — западная зона литотамниевых полей, которая к востоку замещается зоной маломощных глинистых плов, а далее — зоной кварцево-карбонатных песков. На востоке расположены восточная зона литотамниевых полей и полоса прибрежных кварцевых песков. В последних ни микро-, ни макрофауны не встречено.



Фиг. 7. Схема распространения фаций Толтрового района второй половины гор. Б (по И. К. Королук).

I — западная зона литотамниевых известняков; II — зона глинистых илов; III — зона песков; IV — восточная зона литотамниевых известняков; V — прибрежная зона бетонитизированных песков. Цифрами показана мощность в метрах

Зона кварцево-карбонатных песков

Литологически зона характеризуется довольно однообразными кварцевыми и кварцево-карбонатными песками мощностью до 8 м. Пески обычно хорошо окатаны, но плохо отсортированы; преобладает среднезернистая фракция (0,5—0,25 мм). Макрофауной пески очень бедны. Моллюски обильны только в базальном слое, представляющем собой прибрежный ракушечник из створок венусов, устриц, пектункулусов, кардид, эрвий, раковинок турбо, битиум, туррителл, церитиум, моренштерний и т. д. Состав моллюсков и степень их сохранности указывают на то, что базальный ракушечник является скоплением мертвой ракуши. Скопления раковин устриц и хлямисов в песках находятся, скорее всего, в первичном захоронении.

Несмотря на кажущееся однообразие толщи песков, по разрезу в ней заметны изменения, иногда ритмичные, выражающиеся в переходе от грубых к более тонкозернистым песчаным разностям и в смене последних глинистыми и известковыми породами. Изменения же в горизонтальном направлении позволяют выделить фациальные участки, отличающиеся деталями условий седиментации, в результате чего они характеризуются иными породами и различными палеоценозами фораминифер: грубые кварцевые пески, тонкие кварцевые пески, тонкие кварцево-карбонатные пески, песчанистые известняки, глинистые пески и пятна глин среди песков, органогенно-обломочные известняки. Рассмотрим несколько характерных разрезов толщи песков.

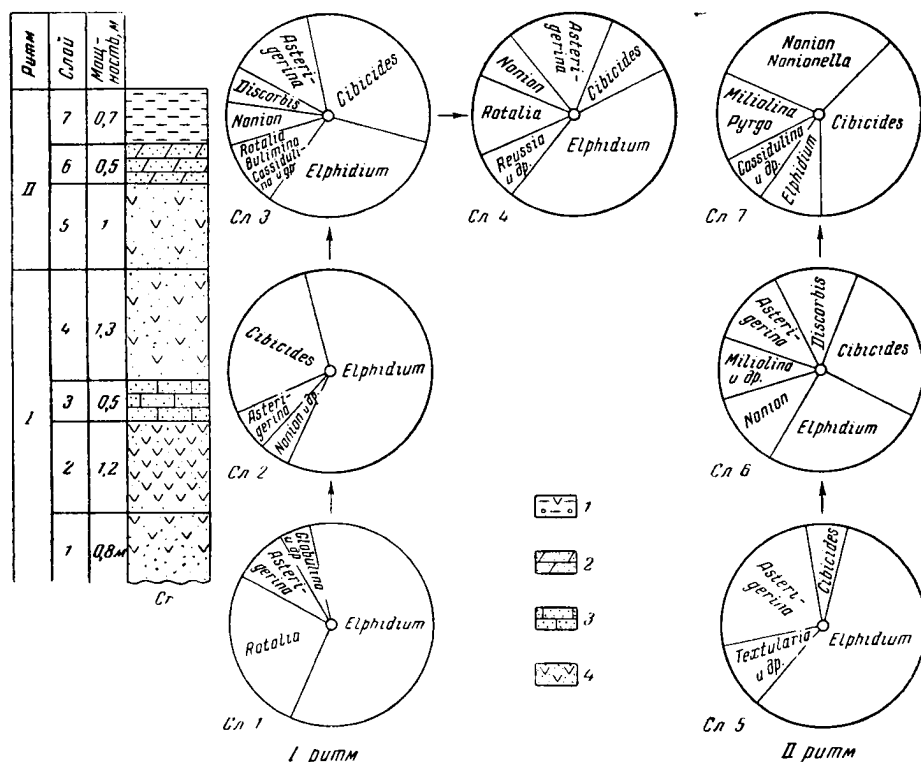
Разрез гор. Б у с. Новая Гута (фиг. 8) представлен мелкозернистыми кварцевыми песками, сильно карбонатными или глинистыми. В разрезе можно выделить два ритма осадконакопления. Начинается ритм отложением более грубозернистых и менее известковистых кварцевых песков; в середине залегают песчанистые известняки или известковистые глины с мелкими комочками литотамний, что указывает, по-видимому, на несколько большую глубину отложения осадка и ослабление движений водной массы; заканчивается ритм отложением кварцево-карбонатных песков. Верхняя часть второго ритма не сохранилась. Направление изменений палеоценозов фораминифер и в том, и в другом ритме одинаковая.

В основании первого ритма залегают окатанные кварцевые пески со значительной примесью карбонатного материала. В составе палеоценоза резко преобладает род *Elphidium* — *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. ungeri* (R e u s s), число экземпляров которого почти в 3 раза превосходит количество раковин *Rotalia beccarii* (L.) и в 6 раз — *Asterigerina planorbis* d'O r b. Прочие формы — *Cibicides lobatulus* (W a l k et J a c.), *Nonion subgranosus* (E g.), *Canalifera eichwaldi* (B o g d.), полиморфиниды (*Globulina aequalis* d'O r b., *G. gibba* d'O r b., *Polymorphina* sp.) представлены единичными экземплярами. В следующем слое 2 (более мелкозернистые и более известковистые пески) насыщенность породы фораминиферами значительно возрастает. Род *Elphidium* занимает все то же преобладающее положение, превосходя в 2 раза род *Cibicides* и в 8 раз — *Asterigerina planorbis* d'O r b. Количество видов *Elphidium* достигает максимума, доходя до восьми [*Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. ungeri* (R e u s s), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. microelegans* S e r., *Elph. multacamerus* sp. nov.].

Характерно значительное увеличение количества видов и экземпляров рода *Cibicides* [*C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. boueanus* (d'O r b.), *C. bogdanovi* S e r.], а также более разнообразный состав сообщества за счет единичных *Nonion subgranosus* (E g.), *N. praevious* S u b b, *Para-*

nion (?) *russiensis* Krash., *Borelis melo* (Ficht. et Moll), *Valvulineria* aff. *complanata* (d'Orb.), *V. marmaroschensis* Pischw., *Reussella spinulosa* Reuss, *R. sp.*, *Globulina* sp., *Canalifera eichwaldi* (Bogd.).

В середине ритма (сильно песчанистые известняки слоя 3) состав палеоценоза наиболее разнообразен при очень большой насыщенности породы раковинками фораминифер. В составе же сообщества происходят резкие изменения. Фон его теперь составляют трохоидные асимметричные



Фиг. 8. Разрез горизонта Б у с. Новая Гута и изменение палеоценозов фораминифер в ритмах осадконакопления.

формы, среди которых преобладает род *Cibicides* [*C. boueanus* (d'Orb.), *C. lobatulus* (Walk. et. Jac.), *C. dutemplei* (d'Orb.), *C. bogdanovi* Ser., *C. dorsotumidus* Ser.]. Менее многочисленны *Discorbis semiorbis* (Karr.), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Rotalia beccarii* (L.), *Eponides nanus* (Reuss), *Epistomina partschiana* (d'Orb.), к которым прибавляются единичные *Bulimina elongata* d'Orb. и *Cassidulina margareta* Karr. var. *micra* Pischw. Плоско-спиральный симметричный род *Elphidium* хотя и представлен шестью видами [*Elph. crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. microelegans* Ser., *Elph. ukrainicum* sp. nov.] и значительным количеством экземпляров, теряет свое доминирующее положение, уступая первое место роду *Cibicides*. Из плоско-спиральных форм характерно также присутствие нонионид [*Nonion subgranosus* (Eg.), *Nonionella ventragranosa* Krash.]. В сильно песчанистых известняках встречены единичные экземпляры *Globigerina bulloides* d'Orb. — представители пелагических фораминифер, попавшие в осадок из толщи воды.

Первый ритм заканчивается отложением сильно карбонатных кварцевых песков слоя 4. В богатом и разнообразном по составу палеоценозе опять преобладает род *Elphidium* [*Elph.*, *aculeatum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. latusovum* sp. nov.], значительно превосходящий по количеству прочие формы. Из последних наиболее многочисленна *Asterigerina planorbis* d'O r b., далее идут *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *C. bogdanovi* S e r. Но все эти фораминиферы вместе с единичными *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Nonion granosus* (d'O r b.), *N. subgranosus* (E g.), *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h w., *Globulina* sp. *Hauerina ornatissima* (K a r r.), *Canalifera eichwaldi* (B o g d.) очень характерны для рассматриваемого слоя, что объясняется постепенным переходом песчаных известняков в известковистые пески.

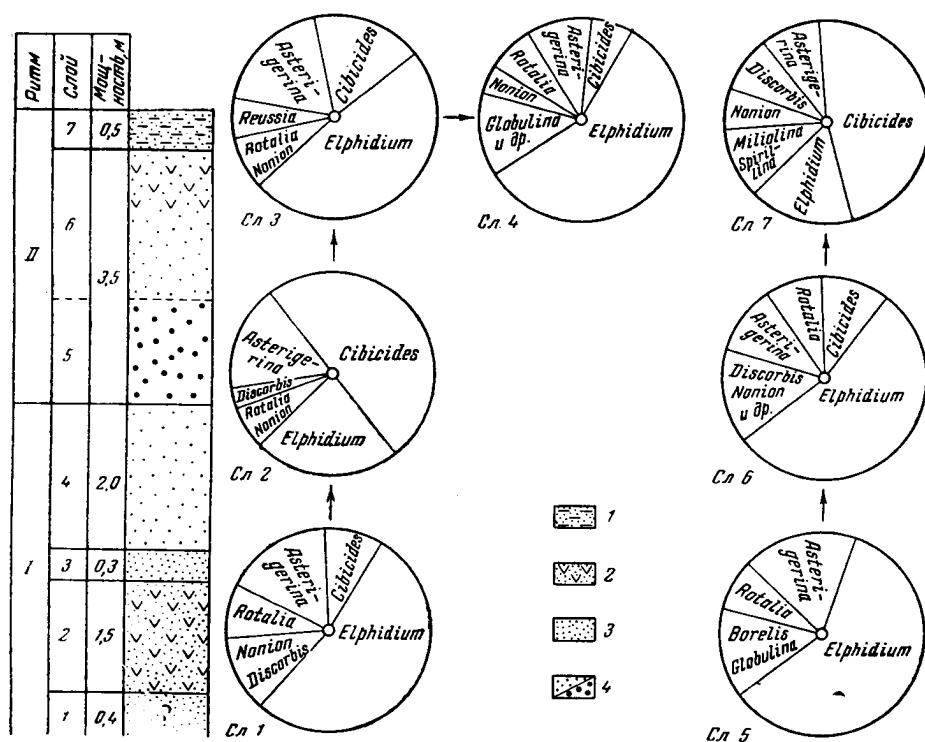
Второй ритм осадконакопления начинается кварцевыми песками слоя 5, более грубозернистыми и менее известковистыми, чем пески предыдущего слоя. Систематический состав фораминифер в палеоценозе беднеет, а роль рода *Elphidium* в нем резко возрастает. За счет экземпляров *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. multacamerus* sp. nov. и создается значительная насыщенность породы раковинками фораминифер. Из других фораминифер относительно многочисленна только *Asterigerina planorbis* d'O r b., остальные виды единичны: *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Canalifera eichwaldi* (B o g d.), *Textularia* sp. sp. (2 вида), *Nonion* sp. *Globulina* sp., *Rotalia* sp. (фауна минерализована).

Во время отложения песчаных мергелей слоя 6, близких по литологическому составу песчаным известнякам слоя 3, палеоценоз опять становится богаче и по количеству представителей, и по численности. Превалирующая роль рода *Elphidium* снова сходит на нет. *Elphidium* представлен небольшим количеством видов (3): *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. ungeri* (R e u s s), по числу экземпляров равен *Cibicides* [*C. lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *C. bogdanovi* S e r.] и немного превосходит *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Valvulineria obtusa* (d'O r b.) и *Discorbis semiorbis* (K a r r.). Характерно присутствие нонионид — *Nonion subgranosus* (E g.), *N. praevius* S u b b., единичных *Miliolina nitens* (R e u s s), *Borelis melo* (F i c h t. et M o l l), *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Canalifera eichwaldi* (B o g d.). Единичны также *Rotalia beccarii* (L.), *Eponides nanus* (R e u s s), представители палеоценоза пелагических фораминифер *Globigerina bulloides* d'O r b.

Заканчивается разрез (середина второго ритма) слегка известковистыми литотаминиевыми глинами. Первенствующая роль переходит к роду *Cibicides* — *C. bogdanovi* S e r. и *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), вслед за которым по числу экземпляров идут нониониды: *Nonion punctatus* (d'O r b.), *N. granosus* (d'O r b.), *N. sp.* и милиолиды: *Miliolina inflata* (d'O r b.), *M. gibba* (d'O r b.), *M. pirula* (K a r r.), *Miliolina* sp., *Pyrgo inornata* (d'O r b.), *P. lunula* (d'O r b.), *Sigmoilina* sp. Род *Elphidium* оказывается только на четвертом месте и представлен тремя видами: (*Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. ligatum* sp. nov. Экземпляры *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Lagena ex gr. vulgaris* W i l l., *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Globulina* sp. единичны. Планктонные виды представлены немногочисленными *Globigerina bulloides* d'O r b., *G. triloba* d'O r b.

Нетрудно заметить, что общий характер изменения состава палеоценозов фораминифер в ритмах осадконакопления совпадает. Мелкозернистые кварцево-карбонатные пески в основании и в кровле ритмов наиболее богаты экземплярами рода *Elphidium*, число видов которого тоже достаточно велико. В подобных же условиях могли обитать *Asterigerina pla-*

norbis d'O r b., *Rotalia beccarii* (L.), иногда *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), но они всегда резко уступают роду *Elphidium*. Нониониды, кассидулины, милиолиды, полиморфиниды, главная масса цибидесов — единичны. Изменение песчаного осадка в сторону большей мелкозернистости и увеличение карбонатности приводят к усилению в сообществе роли рода *Cibicides*, *Discorbis*, к несколько большему развитию нонионид, полиморфинид. Наконец, в глинистых осадках род *Elphidium* вытесняется своим экологическим антиподом — родом *Cibicides*, а также нонионидами и милиолидами. Резко сокращается распространение *Asterigerina planorbis* d'O r b., а значение кассидулинид, полиморфинид, лягенид возрастает.



Фиг. 9. Разрез горизонта Б у дер. Сурженцы и изменение палеоценозов бентонных фораминифер в ритмах осадконакопления.

1 — глинистый песок; 2 — известковый песок; 3 — чисто кварцевый песок (тонкозернистый); 4 — средне- и грубозернистый песок.

Разрез толщи песков по р. Тернава у дер. Сурженцы отличается той особенностью, что пески здесь чисто кварцевые, и лишь в отдельных их прослоях имеется примесь глинистого или известкового материала. В разрезе выделяются два ритма осадконакопления. Начинается каждый из них грубо- или среднезернистыми кварцевыми песками, которые выше становятся более тонкими. В середине ритма пески известковые или глинистые, а в конце его — чисто кварцевые, среднезернистые. В первом ритме, возможно, отсутствует самое его основание; во втором ритме отсутствует верхняя часть (фиг. 9).

Состав палеоценозов фораминифер меняется в определенной последовательности. В мелко- и среднезернистых песках слоя 1 резко преобладает род *Elphidium*, представленный шестью видами и множеством экземпляров: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. joukovi* S e r., *Elph. microelegans* S e r., *Elph. latusovum* sp. nov.,

Elph. multacamerum sp. nov. Экземпляры остальных родов составляют менее половины общего числа особей. Второе место по распространенности занимают *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Rotalia beccarii* (L.) и *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.). Единичны *Discorbis dorsodecorus* K r a s h. *Globulina aequalis* d'O r b., *Nonion granosus* (d'O r b.).

Вышележащий слой 2 слагают очень тонкие, хорошо отсортированные, сильно известковистые кварцевые пески. В состав палеоценоза входят почти те же роды фораминифер, но насыщенность породы раковинками значительно большая, а в процентных соотношениях происходят очень характерные изменения. Резко преобладающая роль переходит к роду *Cibicides*, который составляет половину всего количества экземпляров, хотя число видов его невелико: *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. logdanovi* S e r. Род *Elphidium* переходит на второе место и представлен только двумя видами: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.). В состав сообщества входят также немногочисленные *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Textularis* sp., *Discorbis* sp., *Rotalia* sp., *Nonion* sp. (фауна минерализована). Пелагические фораминиферы представлены редкими *Globigerina bulloides* d'O r b.

Следующий слой 3 сложен тонкими, чисто кварцевыми песками. Насыщенность породы раковинками фораминифер снова становится меньше. Родовой состав фораминифер остается почти тем же, что и в слое 2, но в процентном соотношении родов происходят существенные изменения, в результате чего они становятся близки наблюдаемому в палеоценозе слоя 1. Действительно, доминирует род *Elphidium*, число видов которого увеличивается до пяти: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. microelegans* S e r., *Elph. ligatum* sp. nov. Он значительно превосходит по количеству экземпляров *Asterigerina planorbis* d'O r b. и *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.). Совсем немногочисленны экземпляры *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion communis* (d'O r b.). Тонкие кварцевые пески постепенно сменяются более грубыми, среднезернистыми кварцевыми песками, довольно плохо отсортированными (слой 4). В составе палеоценоза еще более резко преобладает род *Elphidium*. На его долю приходится более половины всех особей фораминифер, однако число видов невелико: *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. crispum* (L.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l). Род *Cibicides* не играет никакой существенной роли в составе сообщества и представлен одним видом — *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.). Более распространена *Asterigerina planorbis* d'O r b., остальные формы совсем единичны: *Rotalia beccarii* (L.), *Discorbis imperatorius* (d'O r b.), *Discorbis* sp., *Nonion* aff. *granosus* (d'O r b.), *Globulina gibba* d'O r b., *Textularia* sp.

Второй ритм начинается грубыми кварцевыми песками, не обнаженными в основании первого ритма осадконакопления. Пески содержат очень бедный комплекс фораминифер — 5 родов, а насыщенность песков раковинками последних чрезвычайно невелика. В составе палеоценоза резко преобладают *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l) и *Elph. aculeatum* (d'O r b.), далее следует *Asterigerina planorbis* d'O r b. и совсем уже немногочисленные *Rotalia beccarii* (L.), *Globulina* aff. *aequalis* d'O r b., шарообразные *Borelis melo* (F i c h t. et M o l l). Возможно, что раковинки фораминифер испытали значительное перемещение, но показательно все же преобладание рода *Elphidium*.

Выше по разрезу пески становятся менее грубыми, средне- и неравнозернистыми, с детритом раковин моллюсков, слегка карбонатными в своей кровле (слой 6). Палеоценоз фораминифер сразу же становится богаче и разнообразнее. В нем продолжает доминировать род *Elphidium*, составляя более половины экземпляров сообщества. Этот род весьма раз-

нообразен в видовом отношении: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. latusovum* sp. nov. Появляются представители *Cibicides*: *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r., более многочисленны *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Rotalia beccarii* (L.) и *Discorbis imperatorius* (d'O r b.); в единичных экземплярах встречаются *Discorbis platyomphalus* (R e u s s), *Miliolina ungeriana* (d'O r b.), *Miliolina* sp., *Nonion soldanii* (d'O r b.).

Как можно заметить, палеоценоз рассматриваемого слоя очень близок к сообществу фораминифер из нижнего слоя первого ритма.

Последний слой разреза у дер. Сурженцы представлен песчанистыми глинами с мелкими комочками литотамний. Палеоценоз фораминифер становится еще богаче и разнообразнее, но место *Elphidium* занимает его экологический антипод — род *Cibicides*. Два вида его — *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r. — составляют почти половину экземпляров сообщества; экземпляры *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l) и *Elph. fichtellianum* (d'O r b.) весьма немногочисленны. Для состава палеоценоза характерно присутствие *Nonion umbostelligerum* S e r., *Miliolina* sp., *Discorbis platyomphalus* (R e u s s), *Spirillina vivipara* E h r e n b., хотя они и не получают широкого развития. По сравнению с предыдущим слоем несколько сокращается в своем распространении *Asterigerina planorbis* d'O r b.

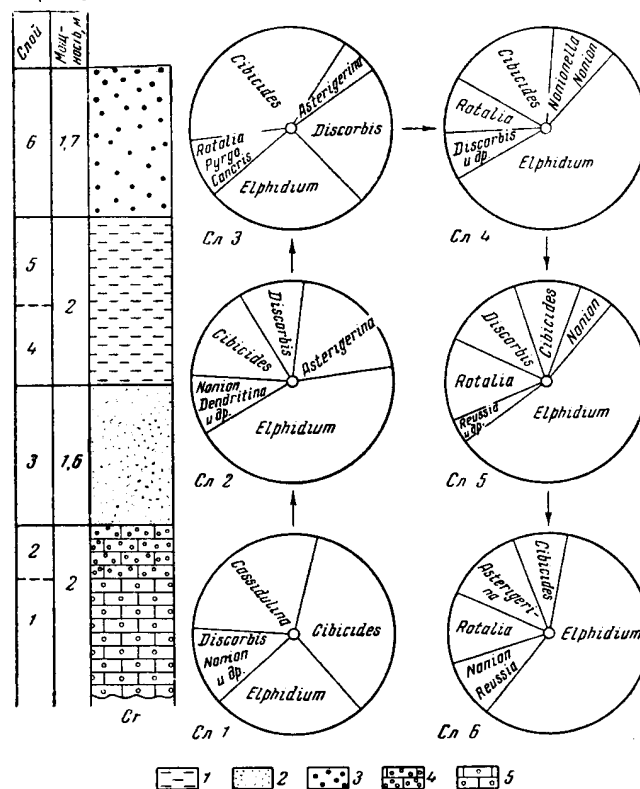
Родовой состав и процентные соотношения родов палеоценоза, насыщенность породы раковинками очень напоминают картину, наблюдавшуюся в слое 2 первого ритма (сильно карбонатные пески).

Гор. Б у дер. Приворотье (р. Шатава) выражен довольно однообразными кварцевыми песками, близкими к пескам предыдущего разреза. Аналогичны и заключенные в них комплексы фораминифер. Среди песков обнажаются устричники, состоящие из толстых, приросших друг к другу раковин острей, а также верметусов. Пространства между раковинами заполнены среднезернистым, слабо окатанным песком. Устрицы и верметусы, относящиеся к прикрепленному бентосу, могли поселяться только на достаточно закрепленных, уплотненных грунтах при наличии довольно энергичных движений водной массы. Род *Elphidium*, представленный всего одним видом *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), не играет маломальской существенной роли в составе сообщества. Наибольшим распространением пользуются *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *C. bogdanovi* S e r., милиолиды — *Miliolina ungeriana* (d'O r b.), *M. akneriana* (d'O r b.), *Miliolina* sp., *Pyrgo* sp., агглютинированные формы — *Textularia* sp. sp. (2 вида). В виде единичных экземпляров встречаются *Discorbis* sp., *Globulina* aff. *aequalis* d'O r b.

Наиболее грубые косослоистые кварцевые пески с линзами гравийного материала встречены у с. Карачковцы, а за пределами зоны песков — у г. Тернополь. Фораминиферами такие породы очень бедны, так как подвижные пески верхних зон сублиторали и литорали вообще являются участками морского дна, крайне неблагоприятными для обитания. Но нужно отметить, что немногочисленные экземпляры простейших, встреченные в косослоистых грубых песках, принадлежат почти исключительно роду *Elphidium* и относятся только к некоторым видам его: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. aculeatum* (d'O r b.). Так как нет оснований предполагать выборочный вынос лишь раковин *Elphidium* из смежных фациальных зон, то нужно считать, что некоторые виды *Elphidium* выдерживают лучше других фораминифер условия подвижных грубых песков сублиторали и литорали.

Таким образом, по сравнению с кварцево-известковистыми песками насыщенность кварцевых песков раковинками фораминифер, как правило,

значительно меньшая, а систематический состав беднее. Обеднение сказалось не столько в родовом составе, сколько в видовом. Несколько видов *Elphidium* преобладают в сообществе фораминифер в еще большей степени, чем в кварцево-карбонатных песках. Эльфидиумам сопутствуют немногочисленные *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.), *Rotalia beccarii* (L.) и единичные виды *Globulina*, *Nonion*, *Discorbis*. Нетрудно заметить, что, несмотря на указанные различия, комплексы фораминифер из тех и других осадков имеют между собой много общего.



Фиг. 10. Разрез горизонта Б у с. Цыковка и изменение палеоценозов фораминифер по разрезу.

1 — глины; 2 — тонкозернистые кварцевые пески; 3 — среднезернистые кварцевые пески; 4 — мелко обломочные литотамниевые известняки; 5 — крупнообломочные литотамниевые известняки.

В разрезах гор. Б у с. Новая Гута и дер. Сурженцы в толще песков маломощные прослои глин и сильно глинистых песков расположены в серединах ритмов осадконакопления. В разрезе у с. Цыковка мощность глин увеличивается до 2 м, тогда как общая мощность отложений гор. Б остается обычной для него — 7,5 м. Поэтому можно предполагать, что скорость накопления осадков оставалась прежней при отложении глинистых илов. Во всяком случае, скорость накопления глин значительно превышала скорость накопления аналогичных осадков в смежной фациальной зоне отложения глинистых илов, мощность которых нигде не превышает 2 м, часто опускаясь до 0,5 м и в 4—8 раз уступая мощности синхроничных им песчаных отложений гор. Б. Палеоценозы фораминифер в глинах Цыковского разреза отличаются от сообществ фораминифер как в глинах разрезов у с. Новая Гута и дер. Сурженцы, так и в зоне глинистых илов (фиг. 10).

В основании разреза залегают обломочные [литотамниевые, слегка песчаные известняки (слои 1 и 2). В нижней части они крупнообломочные, литотамниевый детрит совсем не окатанный, выше — известняки мелкообломочные с окатанным детритом. Несмотря на близость литологического облика, эти известняки образовывались в несколько отличных условиях. Крупнообломочные разности получались, по-видимому, за счет разрушения багрянок на месте, без последующего окатывания и сортировки обломков, мелкообломочные — в условиях очень подвижной водной среды, что и вызывало окатывание и сортировку частиц. Гранулометрический состав обломочных известняков, подвижность осадка в период его накопления и гидродинамика водной массы, очевидно, и явились теми факторами, которые обусловили несколько различные палеоценозы фораминифер в известняках, хотя в них есть и общие черты.

В крупнообломочных известняках нижнего слоя наибольшим распространением пользуются виды рода *Cibicides* — *C. lobatulus* (W a l k. et. J a c.), *C. aff. dutemplei* (d'O r b.), *C. bogdanovi* S e r. — и *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w. Род *Elphidium* по количеству экземпляров находится на третьем месте и представлен всего-навсего одним видом *Elph. fichtellianum* (d'O r b.). Остальные фораминиферы — *Nonion praevius* S u b b., *Pullenia bulloides* (d'O r b.), *Valvulineria aff. obtusa* (d'O r b.), *Conorbina miocenica* K r a s h., *Patellina corrugata* W i l l. довольно разнообразны, но немногочисленны. Встречаются также редкие пелагические *Globigerina bulloides* d'O r b. В известняках вышележащего слоя, приближающихся по гранулометрическому составу к среднезернистым пескам, палеоценоз фораминифер столь же многочислен и еще более разнообразен. Здесь преобладает уже род *Elphidium*, число видов которого увеличивается до четырех: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. ungeri* (R e u s s), *Elph. antonina* (d'O r b.). Весьма многочисленна *Asterigerina planorbis* d'O r b. Далее следует *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и целый ряд видов *Discorbis*: *D. basilicus* K r a s h., *D. semiorbis* (K a r r.), *D. platyomphalus* (R e u s s), *D. dorsodecorus* K r a s h. Экземпляры остальных фораминифер единичны: *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h w., *Rotalia aff. stellifera* P i s c h w., *Nonion aff. subgranosus* (E g.), *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Globulina aequalis* d'O r b., *G. sp.*, милиолиды — *Hauerina ornatissima* (K a r r.), *Miliolina intermedia* (K a r r.), пенероплиды — *Dendritina elegans* (d'O r b.), *Spirolina austriaca* d'O r b. Преобладание в рассматриваемом комплексе рода *Elphidium*, а также значительное количество *Asterigerina* и *Cibicides lobatulus* характерны для палеоценозов из кварцевых и кварцево-карбонатных песков; некоторые отличия заключаются в появлении дискорбисов, милиолид, пенероплид.

Следующий слой 3 сложен тонкими кварцевыми песками. Мы могли бы ожидать встретить здесь такой состав микрофауны, который характеризует, например, тонкие кварцевые пески (слой 3) разреза у дер. Сурженцы. Но палеоценоз фораминифер здесь несколько иной. В его составе преобладают *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *Discorbis semiorbis* (K a r r.). Род *Elphidium* по количеству экземпляров оказывается на третьем месте и представлен всего двумя видами: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) и *Elph. fichtellianum* (d'O r b.). Встречаются немногочисленные *Pyrgo sp.*, *Cancris brongnartii* (d'O r b.), *Rotalia sp.*, редкие *Asterigerina planorbis* d'O r b. Своеобразный состав фораминифер объясняется особенностями условий обитания, которые можно представить на основании характера макрофауны. Фауна моллюсков состоит из тонкостворчатых пелеципод и очень высоких тонких гастропод, которые могли существовать, по-видимому, только при отсутствии сильных волнений и течений, вызывавших подвижность грунта.

Сравнение состава фораминифер из слоев 1, 2 и 3 Цыковского разреза показывает, что палеоценозы фораминифер определяются не столько литологическими особенностями грунта, сколько его механическим поведением в процессе осадконакопления, которое, в свою очередь, отражало гидродинамику водных масс. Поэтому крупнообломочные неокатанные литотамниевые известняки слоя 1 и тонкие кварцевые пески слоя 3 имеют много общего в экологическом составе фораминифер, тогда как мелкообломочные окатанные литотамниевые известняки характеризуются преобладанием рода *Elphidium*, что вообще типично для песчаных пород.

Вышележащие слои 4 и 5 сложены темными глинами с большим количеством очень мелкой дресвы раковин. Глины отличаются исключительной насыщенностью раковинками фораминифер при большом разнообразии их родового и видового состава. Своеобразие палеоценоза фораминифер заключается в том, что в его составе резко преобладает род *Elphidium*, составляющий более половины общего числа экземпляров. Очень важно отметить, что род представлен многими своими видами (9): *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. crispum* (L.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. antonina* (d'O r b.), *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. microelegans* S e r., *Elph. ukrainicum* sp. nov. Вместе с *Elphidium* присутствует конвергентная с ним по морфологии раковины *Canalifera eichwaldi* (B o g d.). Но наряду с эльфидиум, вообще типичными для грубых обломочных пород, в палеоценозе встречаются фораминиферы, характерные для тонкокластических осадков, а также для глинистых и известковистых осадков, как это можно заключить на основании предыдущего материала. Резко уступаая роду *Elphidium* в количественном отношении, они тем не менее представлены значительным разнообразием видов. Это в равной мере относится и к нонионидам — *N. biporus* K r a s h., *N. limbosus* K r a s h., *N. artifex* S e r., *N. soldanii* (d'O r b.), *Nonionella ventragranosa* K r a s h. и к роталиидам — *Discorbis squamulus* (R e u s s), *Eponides nanus* (R e u s s), *Valvulinaria marmaroschensis* P i s c h w., *Conorbina miocenica* K r a s h. и др. Род *Cibicides* хоть и представлен двумя видами — *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *C. boueanus* (d'O r b.) — иногда встречается во множестве экземпляров. Довольно разнообразны и остальные фораминиферы: *Asterigerina planorbis* (d'O r b.), *Miliolina nitens* (R e u s s), *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Globulina aequalis* d'O r b., *Globulina* sp., *Textularia* sp.

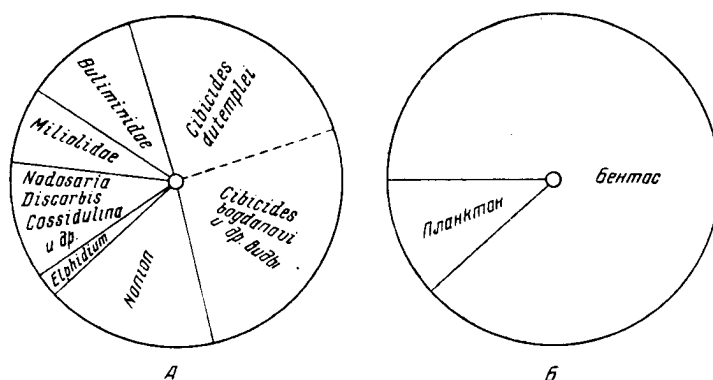
Объяснить возникновение такого смешанного палеоценоза фораминифер очень трудно. Можно предполагать, что состав палеоценоза зависит не только от литологических свойств осадка и его механического поведения в процессе накопления, но и от скорости накопления осадка. Как указывалось в начале описания Цыковского разреза, скорость накопления рассматриваемых глин, возможно, оставалась равной быстрой накопления песчаных осадков, что создавало условия существования, близкие к условиям, имевшим место при отложении мелкозернистых песков, в которых *Elphidium* наиболее разнообразен в видовом отношении и многочисленен по количеству экземпляров. С другой стороны, отсутствие энергичных перемещений водной массы и подвижности грунта делало возможным поселение на илистом дне видов рода *Cibicides*, нонионид, разнообразных роталиид. Однако все они не могли успешно конкурировать с *Elphidium* и резко уступали ему в своем распространении, тогда как в обычных случаях в глинистых породах наблюдается обратная картина.

Заканчивается Цыковский разрез среднезернистыми, слегка известковистыми кварцевыми песками с фораминиферами, обычными для этих осадков. Доминируют *Elphidium crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'O r b.),

Elph. multacamerus sp. nov. В резко подчиненном положении находятся *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. et. J a c.). Совсем единичны *Nonion granosus* (d'O r b.) и *Reussella spinulosa* (R e u s s).

Зона мало мощных глинистых илов

Зона характеризуется отложением глинистых и известково-глинистых илов. По простирацию глины могут замещаться сильно глинистыми литотамниевыми известняками и реже — ракушечниками. Условия осадконакопления рассматриваемой зоны определяются достаточной удаленностью береговой линии и слабой гидродинамической активностью водной массы. Очень важным фактором является небольшая скорость осадконакопления: мощность осадков не превышает 1 м, иногда уменьшаясь до 0,5 м.



Фиг. 11. Палеоценоз бентонных фораминифер (А) в глинистых илах и соотношение планктонных и бентонных форм (Б) в том же образце.

Принос грубых кластических частиц (песчаных) сведен до минимума; детритусовый материал также отсутствует. Макрофауна очень бедна. Встречаются единичные раковины мелких устриц, пектены. Резко выделяется разрез у с. Станиславовки, где среди глин развиты два прослоя ракушечников из перебитых раковин *Bittium deforme* E i s h w. Водоросли в условиях отложения глинистых илов получали слабое развитие.

В пределах зоны можно выделить три типа отложений с различным составом микрофауны: глины, чередование глин с ракушечниками и глинистые литотамниевые известняки.

Палеоценозы фораминифер глинистых илов (фиг. 11) замечательны своим родовым и видовым разнообразием при исключительной насыщенности породы раковинками простейших. В некоторых образцах число родов достигает 14—16, а число видов доходит до 30—35. Обычно в составе палеоценоза широким распространением пользуется сразу несколько родов (5—7), а не 2—3, как в песчаных отложениях. Прежде всего бросается в глаза очень слабое развитие рода *Elphidium*, единичные экземпляры которого принадлежат одному-двум видам: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.). Наибольшее распространение получает род *Cibicides*. По частоте встречаемости виды его могут быть расположены в таком (убывающем) порядке: *C. dutemplei* (d'O r b.), *C. bogdanovi* S e r., *C. boueanus* (d'O r b.), *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. amphisyliensis* (A n d r.). Следовательно, обычный для песчаных отло-

жений *C. lobatulus* в глинистых осадках часто замещается другими видами этого рода. Из спирально-плоскостных симметричных форм во множестве встречаются нониониды: *Nonion praevious* Subb., *N. soldanii* (d'Orb.), *N. communis* (d'Orb.), *N. elongatum* Cushman. Впервые мы сталкиваемся с широким развитием разнообразных булиминид: *Uvigerina pygmaea* d'Orb., *Uv. asperula* Cz., *Uvigerina* sp., *Bulimina elongata* d'Orb., *Buliminella* sp., *Bolivina antiqua* d'Orb., *B. dilatata* Reuss, а также миллиолид: *Pyrgo* sp., *Miliolina* aff. *circularis* (Born.), *M. consobrina* (d'Orb.), *M. selene* (Karr.). Из других фораминифер встречены лягениды — *Nodosaria* sp. sp., роталииды — *Gyroidina soldanii* (d'Orb.) var. *rotunda* Ser., *Valvulineria* aff. *obtusa* (d'Orb.), *Eponides probatus* Krasn., хлостомеллиды — *Pullenia bulloides* (d'Orb.), текстулярииды — *Textularia* sp. sp., кассидулиниды — *Cassidulina margareta* Karr. var. *micra* Pischw. Интересно отметить, что *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss) и *Rotalia beccarii* (L.), довольно широко развитые в зоне отложения мелкопесчаных осадков, в зоне глинистых илов единичны. Обращает на себя внимание большое количество планктонных фораминифер *Globigerina bulloides* d'Orb. и *Orbulina universa* d'Orb., которые почти не встречались в зоне отложения песков.

Чередование глин и ракушечников соответствует, по-видимому, поднятию в подводном рельефе зоны отложения глинистых осадков, причем поднятие занимало небольшую площадь. По сравнению с участками накопления чистых глинистых илов этот фациальный участок отличается появлением в илах песчаного материала и детрита раковин, несколько большей мощностью отложений (т. е., надо полагать, большей скоростью осадконакопления).

Палеоценозы фораминифер в глинах и ракушечниках различны, но и для того и для другого характерно развитие рода *Elphidium*, что резко отличает их от сообществ фораминифер в собственно глинистых илах. В ракушечниках преобладает род *Elphidium*, остальные фораминиферы: *Cancris brongnartii* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (L.), *Eponides nanus* (Reuss), *Valvulineria marmaroschensis* Pischw., *Globulina tuberculata* d'Orb., *Guttulina depauperata* Reuss — немногочисленны, и совершенно единичны *Cibicides bogdanovi* Ser., *Miliolina nitens* (Reuss).

Такой состав сообщества, встречавшийся в песчаных осадках, вполне понятен: в условиях энергичных движений водной массы и подвижного, незакрепленного грунта (детрит раковин) всегда преобладают эльфидиумы, прочие же формы малочисленны.

В прослоях глин также преобладает *Elphidium*. Ему сопутствуют все те же *Rotalia beccarii* (L.), *Cancris brongnartii* (d'Orb.), *Valvulineria marmaroschensis* Pischw., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Globulina aequalis* d'Orb., *G. gibba* d'Orb., *G. gibba* d'Orb. var. *vera* Reuss., *G. sp.* Но наряду с ними значительным распространением пользуются фораминиферы, редко встречающиеся или совсем отсутствующие в обломочных осадках, типичные для палеоценозов собственно глинистых илов: *Cibicides dorsotumidus* Ser., *C. bogdanovi* Ser., *C. dutemplei* (d'Orb.), *C. amphisyliensis* (Andr.), *N. praevious* Subb., *Discorbis patellinoides* Krasn., *D. squamulus* (Reuss), *Reussella* sp., *Polymorphina ovata* d'Orb., *Miliolina gracilis* (Karr.) Появляются в небольшом числе и планктонные *Globigerina bulloides* d'Orb.

Из того, что род *Elphidium* распространен и в прослоях глин, не следует, что он не реагирует на изменение условий существования. Связь со средой обитания четко сказывается в изменении видового состава *Elphidium*. Если в прослоях ракушечника количество видов этого рода достигает семи — *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. multacamerum* sp. nov.,

Elph. microelegans Ser., *Elph. latusovum* sp. nov., *Elph. joukovi* Ser., то в прослоях глины всего два-три: *Elph. aculeatum* (d'Orb.), *Elph. macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. fichtellianum* (d'Orb.). Как можно заметить, эти три формы наиболее жизнеспособны при наступлении неблагоприятных условий, т. е. являются эврифаціальными видами. Временное ухудшение условий существования (отложение глинистых илов) вызывало гибель большинства видов *Elphidium* или их миграцию в соседние районы. Выживали только виды, обладавшие большей приспособляемостью, воспроизводившие значительное число экземпляров и тем обеспечивавшие количественное преобладание в палеоценозе рода *Elphidium*.

Но одновременно создавались условия, благоприятные для поселения фораминифер, вообще типичных для зоны отложения глинистых илов. Таким путем, по-видимому, и получались смешанные, не совсем обычные палеоценозы фораминифер.

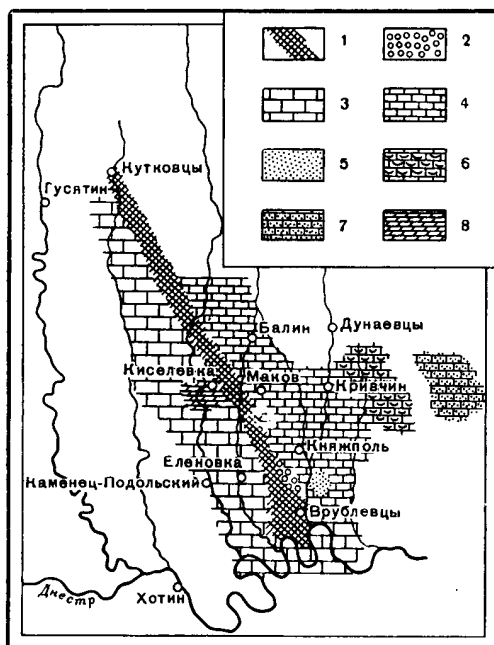
Фауна миллиолидовых известняков

Миллиолидовые известняки, как показывает само их название, сложены раковинками миллиолид (*Miliolina*, значительно реже *Pyrgo*, *Sigmoilina* и *Articulina*). Насыщенность породы раковинками исключительно велика: в шлифе обычно видно 200—300 экземпляров миллиолид. Прочие фораминиферы резко уступают им по количеству и принадлежат главным образом к роду *Cibicides*, а также к родам *Textularia*, *Borelis*, *Discorbis*. Для миллиолидовых известняков довольно обычна примесь кварцевых песчинок. Детритусовый материал присутствует в небольшом количестве и состоит из неокатанных обломков литотамний, кусочков раковин пелеципод и гастропод. Миллиолидовые известняки развиты как в основании глинистых илов, так и в основании отложений зоны песков и литотамниевых зарослей. Таким образом, самые первые этапы верхнетортонской трансгрессии были отмечены для большей части рассматриваемого района однообразной обстановкой седиментации, в условиях которой шло отложение миллиолидовых известняков и лишь впоследствии произошла дифференциация на фаціальные зоны. Эти условия полностью выяснить довольно затруднительно, но некоторые черты вырисовываются очень четко. Это, прежде всего, крайне небольшой привнос как терригенного, так и органогенно-обломочного материала, что приводило к замедлению процесса осадконакопления, в условиях которого шло развитие получали миллиолиды и сопутствовавшие им формы. Раковинки их становились породообразующими, создавая фораминиферовые известняки. Можно также предполагать, что образование известняков шло на очень незначительной глубине. Что касается гидродинамики водной массы, то она, по-видимому, не отличалась особой интенсивностью. Об этом можно судить по слабому привносу кластического материала, хорошей окатанности зерен кварца, принесенных извне, и плохой окатанности обломков литотамний и раковин моллюсков, получавшихся на месте их обитания. С образованием фаціальных зон условия существенно изменились. На некоторых участках шло интенсивное накопление кварцевых песков, сопровождавшееся энергичными волнениями и течениями, и наличием незакрепленного, подвижного грунта. В этих новых условиях миллиолиды существовать не могли, и экологический состав микрофауны начал резко меняться. Действительно, редкие находки миллиолид в толще песков относятся или к сильно глинистым и известковистым прослоям, или к участкам твердого субстрата — устричным банкам; в песках их обычно нет. В других зонах, более глубоководных и удаленных от берега, со спокойным, затишным режимом шло медленное отложение тонкоклас-

тических осадков — глинистых илов. Условия существования для милиолид также изменились в неблагоприятную сторону, что выражается в сокращении количества их экземпляров. Но, по-видимому, большинство видов милиолид хорошо выдерживало новые условия, довольно близкие к предыдущим, быстро приспособляясь к ним. Поэтому в глинистых отложениях зоны глинистых илов милиолиды составляют существенную и характерную часть палеоценоза фораминифер. Что касается фации литотамниевых полей, то отдельные участки ее несколько различались между собой обстановкой осадконакопления. На некоторых из них, где шло образование шаровых литотамниевых сильно глинистых известняков, продолжали существовать благоприятные условия для жизни милиолид, в которых последние и достигали значительной распространенности.

Фа́ция литотамниевых зарослей

На востоке и западе Толтрового района расположены зоны литотамниевых зарослей, представляющие, по данным И. К. Корольюк (1952), «ископаемые литотамниевые поля, на которых шел энергичный рост шаровых колоний известковых водорослей». Так как литотамниевые поля широко развиты и в последующих горизонтах, то свойственные им палеоценозы фораминифер будут рассмотрены в дальнейшем. Для гор. Б только отметим, что все образцы шаровых глинистых литотамниевых известняков характеризуются одним и тем же комплексом фораминифер. Наибольшим



Фиг. 12. Схема распространения фаций Толтрового района эпохи роста банки (гор. В) (по И. К. Корольюк).

1 — полоса банки; 2 — устричные банки; 3 — западная зона литотамниевых зарослей; 4 — восточная зона литотамниевых зарослей; 5 — песчаные банки, существовавшие в начале горизонта В; 6 — прибрежные ракушечники; 7 — прибрежная песчаная полоса; 8 — область глинистых илов.

распространением пользуются милиолиды: *Miliolina pyrula* (K a r r.), *M. inflata* (d'O r b.), *M. ovula* (K a r r.), *M. cuneata* (K a r r.), *M. inornata* (d'O r b.), *Pyrgo* sp., *P. ventricosa* (R e u s s), *P. inornata* (d'O r b.), а также *Cibicides bogdanovi* S e r. и *Discorbis* sp. Остальные фораминиферы — *Nonion praeius* S u b b., *Nonion* sp., *Globulina* ex gr. *angusta* R e u s s, *Valvulinaria* sp. — немногочисленны. Редкие экземпляры *Elphidium* принадлежат одному-двум видам его: *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l).

Горизонт В

В пределах этого горизонта И. К. Корольюк (1952) выделяет следующие фациальные зоны (фиг. 12). Через всю центральную часть района Толтр узкой длинной полосой тянется зона мелководной банки, сложенной органогенно-обломочными литотамниевыми известняками (тесами). К востоку и западу

от нее расположены зоны литотамниевых полей (западное и восточное). Наконец, в самой восточной части находится фация прибрежных песчаников и ракушечников. В виде отдельных, небольших по площади пятен встречаются устричные и песчаные банки, фации глинистых илов.

Фация прибрежных песчаников и ракушечников

Осадки восточной части района (с. Миньковцы, среднее течение р. Ушица) носят мелководный грубообломочный характер. Они представлены кварцевыми и кварцево-известковыми песками, обычно с примесью детритового материала, а также грубыми органогенно-обломочными известняками, часто песчанистыми, переходящими в ракушечники. Фация находилась в прибрежной части тортонского моря. На это указывают не только литологический характер осадков и их выклинивание в восточном направлении, но также и состав моллюсков. Своеобразие моллюсков и отличие их от моллюсков более западных районов заключается в присутствии, наряду с типичными морскими видами, пресноводных и полупресноводных форм — потамидесов и гидробий. Но морские формы имеют угнетенный характер, что выражается в тонкостенности раковин и их мелкороствости (некоторые виды в 10—5 раз меньше экземпляров этих же видов из западных районов). Обильно развитые на западе багряные водоросли в прибрежной зоне отсутствуют.

В составе фораминифер песчаных пород резко преобладает род *Elphidium*, число экземпляров которого во много раз превосходит количество остальных фораминифер. В виде редких экземпляров присутствуют *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *Rotalia beccarii* (L.), не менее редки *Discorbis basilicus* K r a s h., *D. semiorbis* (K a r g.), *Conorbina miocenica* K r a s h., *Nonion punctatus* (d'O r b.); почти во всех образцах встречаются единичные пенероплиды *Dendritina elegans* (d'O r b.), *Spirolina austriaca* d'O r b. и милиолиды *Miliolina* ex gr. *circularis* (B o r n.), *M. consobrina* (d'O r b.), *M. aff. bogdanovici* S e r., *M. nitens* (R e u s s), *Miliolina* sp.

В грубообломочных органогенных известняках микрофауна аналогична. В ее составе доминирует род *Elphidium*, а остальные виды фораминифер представлены единичными экземплярами. И в этом случае на распределение фораминифер литологический состав осадка оказывал меньшее влияние, чем механическое поведение осадка в процессе его накопления.

Чрезвычайно важно подчеркнуть, что все обилие рода *Elphidium* в песках и органогенно-обломочных известняках создается всего-навсего тремя эврифацциальными видами: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.).

Если теперь сравнить состав микрофауны прибрежных песков с комплексом фораминифер зоны песков предыдущего горизонта, то можно отметить характерные свойства и отличия. И здесь, и там в палеоценозе фораминифер преобладает род *Elphidium*, но в прибрежных песках гор. В родовую и видовую состав фораминифер резко обеднен, а род *Elphidium* представлен лишь эврифацциальными видами. Сходство палеоценозов объясняется одинаковым гидродинамическим режимом этих фацциальных зон, их мелководьем, подвижностью грунта. Что касается отличий, то они, по-видимому, объясняются особенностями гидрологического режима зоны прибрежных песков, а именно — опресненностью этой зоны. Опресненность прибрежных частей бассейна явилась тем дополнительным фактором, который оказал отрицательное влияние на и без того бедный состав фораминифер зоны песков и сделал невозможным существование многих видов *Elphidium* — типичных обитателей зоны песков. Но эвригалинные

виды *Elphidium* оказались в благоприятном положении, и за их счет создавалась микрофауна, характеризующаяся большим количеством экземпляров при малом количестве видов.

Полоса банки (фауна тесовых известняков)

Тесовые известняки представляют органогенно-обломочные породы, детритусовый материал которых произошел в основном за счет разрушения литотамний и в значительно меньшей степени в результате разрушения раковин моллюсков. Величина обломков колеблется в пределах 0,5—2 мм, т. е. гранулометрический состав тесов соответствует среднезернистым и грубым пескам, а иногда мелкому гравию. Мощность тесовых известняков значительна (до 60 м) и в несколько раз превышает мощность осадков в зонах литотамниевых полей. Фауна известняков весьма бедна. Наиболее часто встречаются отдельные створки устриц, а также пектеней, венусов, *Pectunculus pilosus* L., колонии мшанок, остатки морских ежей. Иногда устрицы образуют пластовые устричные банки из очень толстых и массивных створок.

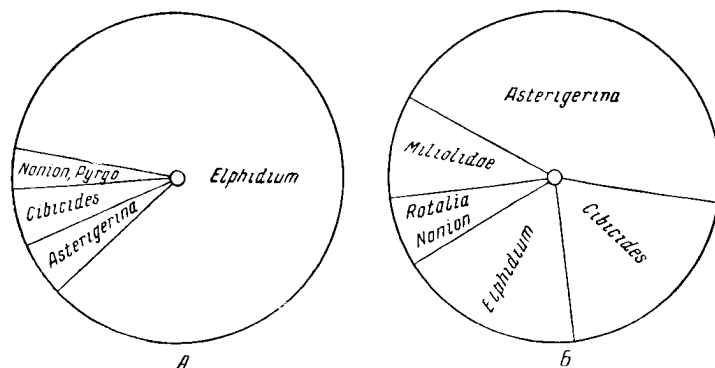
На основании исследований И. К. Королюк зону тесовых известняков следует представлять себе как длинную, узкую банку, возвышавшуюся в рельефе тортонского моря. На банке шло интенсивное образование и отложение органогенно-обломочного материала в условиях большой подвижности водной массы и незакрепленного грунта. В некоторые моменты количество образующегося обломочного материала резко уменьшалось, и тогда на более плотных грунтах отлагались биогермные литотамниевые шаровые известняки с известковым или глинисто-известковым цементом, в котором присутствует то или иное количество детрита.

Толща тесовых известняков не однообразна, — в ней выделяются участки с обломками различной величины, разной степени окатанности и сортировки. Очевидно, что и условия образования всех этих типов известняков были неодинаковыми. Но если это не накладывает заметного отпечатка на состав макрофауны, то в различных типах обломочных известняков мы встречаем разные палеоценозы фораминифер.

В палеоценозах фораминифер из грубозернистых детритусовых известняков, где обломки в той или иной степени окатаны, всегда резко преобладает род *Elphidium*. Насыщенность породы раковинками создается исключительно эврифацциальными *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d' O r b.), *Elph. crispum* (L.). Им сопутствуют редкие *Asterigerina planorbis* d' O r b., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и совсем единичные *Nonion granosus* (d' O r b.), *Pyrgo* sp. (фиг. 13, А). В окатанных средне- и мелкозернистых известняках наблюдается большое видовое разнообразие эльфидиум. Доминируя в палеоценозе, они составляют несколько меньший процент от общего числа фораминифер, так как здесь получает развитие ряд других форм: *Canalifera eichwaldi* (B o g d.), *Cibicides bogdanovi* S e r., *Rotalia beccarii* (L.), *Discorbis imperatorius* (d' O r b.), *D. semiorbis* (K a r r.), *D. platyomphalus* (R e u s s), *Pyrgo ventricosa* (R e u s s). В большем количестве экземпляров встречаются *Asterigerina planorbis* d' O r b. и *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.).

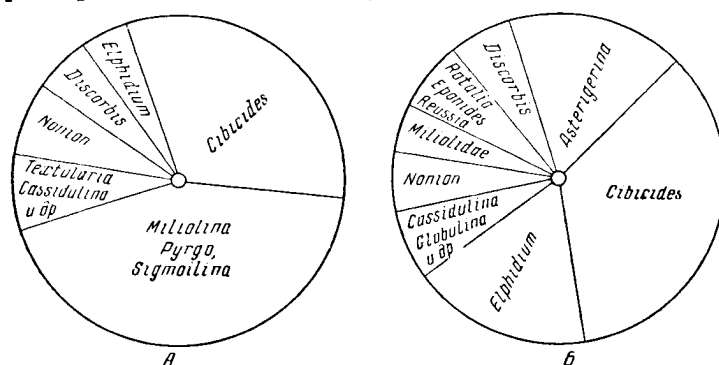
Палеоценоз фораминифер в неокатанных грубо- и среднезернистых тесовых известняках существенно иной (фиг. 13, Б): он разнообразней по видовому составу, а в количественных соотношениях фораминифер происходят значительные изменения. Род *Elphidium* теряет свое доминирующее положение, и по количеству экземпляров часто уступает *Asterigerina planorbis* d' O r b. и роду *Cibicides*, число видов которого возрастает:

C. lobatulus (W a l k. et J a c.), *C. dutemplei* (d'O r b.), *C. bogdanovi* S e r. Представлен *Elphidium* обычно двумя-тремя эврифациальными видами: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.). Иногда значительное развитие получают миллиолиды: *Miliolina akneriana* (d'O r b.), *M. austriaca* (d'O r b.), *Pyrgo inornata* (d'O r b.). Остальные немногочисленные формы относятся к *Nonion granosus* (d'O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Cancris brongnartii* (d'O r b.).



Фиг. 13. Палеоценоз фораминифер в окатанных грубообломочных тесовых известняках (А); то же — в неокатанных (Б).

Таким образом, систематический состав фораминифер в окатанных и неокатанных обломочных известняках различен и находится в зависимости от размеров обломков. Поэтому в промежуточных литологических



Фиг. 14. Палеоценоз фораминифер в тонкообломочных литотамниевых известняках (А) и в биогермных шаровых литотамниевых известняках (Б). В цементе присутствует детритусовый материал.

разностях тесовых известняков встречаются самые разнообразные смешанные комплексы фораминифер, характеризующиеся преобладанием то рода *Elphidium*, то родов *Asterigerina* и *Cibicides*.

Тонкообломочные литотамниевые известняки состоят из частиц размером 0,1—0,3 мм, т. е. меньше размеров подавляющего числа фораминифер. Присутствует значительное количество шламмового материала. Палеоценоз фораминифер в них отличается от сообществ последних как в окатанных, так и в неокатанных мелко- и грубозернистых известняках. Наибольшим распространением пользуются миллиолиды и род *Cibicides* (фиг. 14, А). Милиолиды представлены целым рядом видов: *Miliolina selene*

(K a r r.), *M. pyrula* (K a r r.), *M. consobrina* (d'O r b.), *M. cuneata* (K a r r.), *M. gibba* (d'O r b.), *Hauerina ornatissima* (K a r r.), *Sigmoilina* sp., *Pyrgo lunula* (d'O r b.), *Pyrgo* sp.; несколькими видами характеризуется и род *Cibicides*: *Cib. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. bogdanovi* S e r., *Cib. boueanus* (d'O r b.). Из других фораминифер обычны *Nonion subgranosus* (E g.), *N. praeius* S u b b., *Textularia* sp., *Cassidulina margareta* K a r r., *Valvulineria obtusa* (d'O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Globulina* sp. Род *Elphidium* представлен редкими раковинками эврифациальных видов. Слабое развитие эльфидиум, преобладание милиолид и цибидидесов несколько сближает палеоценозы фораминифер в тонкозернистых и грубообломочных неокатанных литотамниевых известняках. Но состав корненожек в первых значительно богаче и разнообразнее, милиолиды, нониониды, цибидидесы пользуются еще большим распространением, а экземпляры рода *Elphidium* становятся совсем единичными.

Какими же факторами внешней среды определяются палеоценозы фораминифер в зоне тесовых известняков? Грубо- и среднезернистые окатанные литотамниевые известняки образовывались на небольшой глубине в условиях интенсивного накопления органогенно-обломочного материала и энергичного гидродинамического воздействия водной массы, что делало грунт незакрепленным, подвижным и приводило к окатыванию обломков водорослей. Обстановка седиментации чрезвычайно напоминает условия образования песчаных и детритусовых осадков в зоне песков предыдущего горизонта. Не случайно сообщества фораминифер очень близки между собой. Сходство сказывается в близости родового и видового состава палеоценозов, в количественных соотношениях фораминифер, в резком преобладании рода *Elphidium*, в его видовом разнообразии среди среднезернистых пород и наличии лишь эврифациальных видов среди грубообломочных отложений.

Менее ясны условия образования грубозернистых неокатанных литотамниевых известняков. Отличия, по-видимому, заключаются в том, что обломки литотамний отлагались почти на месте своего образования, в результате ослабления движения водных масс, не подвергаясь значительному переносу. Относительно неподвижный грунт и значительная скорость накопления осадков приводили к созданию очень своеобразных комплексов фораминифер, в которых преобладали уже роды *Asterigerina* и *Cibicides*, а эльфидиумы теряли свое доминирующее значение. В составе палеоценоза появляются новые формы, в том числе милиолиды.

Мелкозернистые неокатанные литотамниевые известняки слагают в основном верхнюю часть толщи тесов. К этому времени образование органогенно-обломочного материала значительно уменьшилось, т. е. стала меньшей и скорость осадконакопления. Подвижность частиц тонкого осадка также уменьшилась, что доказывается появлением в мелкозернистых тесах устричников и морских ежей. В таких условиях широкое развитие получают разнообразные милиолиды, род *Cibicides*, нониониды и целый ряд других фораминифер. Род *Elphidium* представлен редкими экземплярами.

Палеоценоз фораминифер в биогермных шаровых литотамниевых известняках с известковистым или глинисто-известковистым цементом весьма разнообразен в родовом и видовом отношении и богат количеством экземпляров (фиг. 14, Б). В его составе всегда преобладают виды рода *Cibicides* — *C. lobatulus* (W a l k. et. J a c.), *C. bogdanovi* S e r., *C. pseudolopjanicus* K r a s h. и *Asterigerina planorbis* d'O r b. Род *Elphidium* в шаровых известняках развит слабо. Когда в цементе присутствует детритусовый материал, он пользуется несколько большим распространением, хотя и в этом случае уступает родам *Cibicides* и *Asterigerina*. Виды *Elphidium* обычно эврифациальные, иногда встречается *Elph. ungeri* (R e u s s).

Остальные фораминиферы относятся к нонионидам — *Nonion soldanii* (d'O r b.), роталиидам — *Eponides probatus* K r a s h., *Rotalia toltraensis* K r a s h., *Discorbis semiorbis* (K a r r.), полиморфинидам — *Globulina aequalis* d'O r b., *Globulina* sp., милиолидам — *Pyrgo* sp., *Miliolina inflata* (d'O r b.), *M. trigonula* (L m k.), *M. nitens* (R e u s s). В виде единичных экземпляров встречены *Textularia* sp., *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w.

Сравнивая систематический состав фораминифер из шаровых литотамниевых известняков горизонтов Б и В, можем отметить определенные черты сходства. Они заключаются в преобладании в обоих горизонтах видов рода *Cibicides*, в слабом развитии *Elphidium* в разнообразном комплексе фораминифер (милиолиды, *Discorbis*, *Nonion*, *Cassidulina*). Но в шаровых известняках гор. В обычно встречается *Asterigerina planorbis* d'O r b., более разнообразны *Elphidium*, а милиолиды занимают меньшее место. Встречаемость фораминифер, обычных для обломочных пород, объясняется, по-видимому, тем, что в цементе шаровых известняков из зоны тесов содержится много детритусового материала.

Зоны литотамниевых полей

Банка тесовых органогенно-обломочных известняков с востока и запада окружена литотамниевыми полями, в которых выделяются два типа фаций: шаровых и глинистых литотамниевых известняков.

Шаровые известняки представляют породу, состоящую из шаров литотамний (3—15 см). Шары сцементированы известковым материалом — шламовым и тонким органогенно-обломочным. Накопление этих своеобразных пород происходило, по-видимому, на месте, без переноса водорослевых тел. Рост шаров и образование известняков проходили на неглубоких участках моря (не выше 50 м) с плотным грунтом, в условиях энергичных токов воды и минимального приноса терригенного и детритусового материала, вследствие чего мощность их невелика (2—4 м).

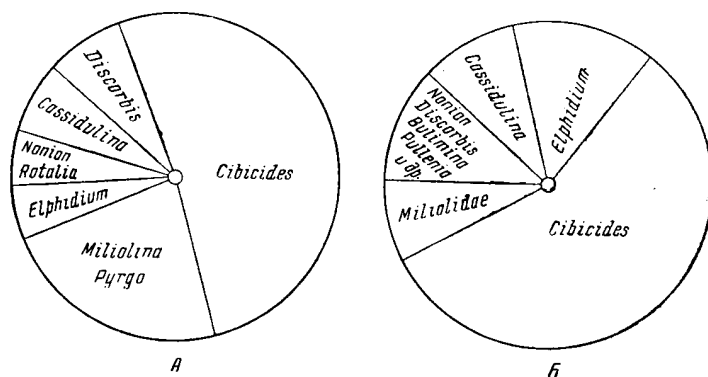
Глинистые литотамниевые известняки образовывались на таких же небольших глубинах, но в условиях ослабления течений, что приводило к отложению глинисто-известковых илов. Осаждение илов неблагоприятно отзывалось на росте литотамний (что выражается в недоразвитии мелких шаров или в кустистых формах). Порода представляет собой отдельные комочки, ветки, мелкие шары водорослей, сцементированные глинисто-известковой массой. Мощность глинистых литотамниевых известняков возрастает до 10 м. Среди подобных известняков встречаются глинистые участки, почти совсем лишенные литотамний, а также устричные банки. Расположение глинистых и шаровых литотамниевых известняков в пределах зоны литотамниевых полей незакономерное.

Макрофауной зона литотамниевых полей бедна. Это относится в равной степени как к фации шаровых известняков, так и к фации глинистых литотамниевых известняков. И. К. Королюк здесь встречены *Ostrea digitalina* D u b., *Ostrea gryphoides* S c h l o t h., *Chlamys elegans* A n d r., *Vermetus* sp., иглы ежей, мшанки. Несколько более разнообразен список моллюсков у В. Д. Ласкарева. Кроме вышеперечисленных форм, им указываются *Cardita rudista* L m k., *C. jouannetti* B a s t., *Cerithium deforme* E i s c h w., *Chama* sp.

Но микрофауна зоны литотамниевых полей достигает большого богатства и разнообразия.

В палеоценозе фораминифер из фации шаровых литотамниевых известняков (фиг. 15, А) резким преобладанием пользуются виды рода *Cibicides* — *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. dutemplei* (d'O r b.), *C. bogdanovi*

Ser. и милиолиды — *Miliolina ungeriana* (d'O r b.), *M. consobrina* (d'O r b.), *M. aff. gracilis* (K a r r.), *M. inflata* (d'O r b.), *Pyrgo* sp., *Sigmoilina* sp. Значительного распространения иногда достигает также *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Discorbis semiorbis* (K a r r.), *D. dorsodecorus* K r a s h. Остальные фораминиферы немногочисленны и встречаются не во всех образцах. Род *Elphidium* совершенно не характерен для этой фации и представлен редкими экземплярами эврифациальных видов — *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.). Булиминиды, полиморфиниды, многие роталииды отсутствуют.



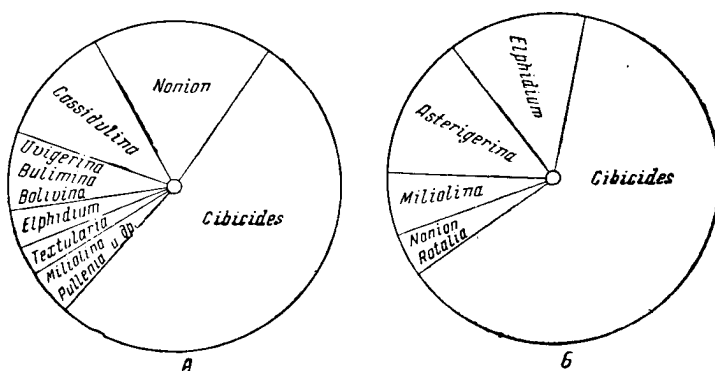
Фиг. 15. Палеоэкология фораминифер в шаровых литотамниевых известняках (А) и в глинистых литотамниевых известняках (Б).

В глинистых литотамниевых известняках состав микрофауны несколько меняется (фиг. 15, Б). По-прежнему доминируют *Cibicides bogdanovi* Ser., *C. aff. midwayensis* (P l u m m.), *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. transcarpaticus* P i s c h w. Но милиолиды — *Miliolina inflata* (d'O r b.), *M. intermedia* (K a r r.), *Pyrgo lunula* (d'O r b.) — распространены слабо. Род *Elphidium* пользуется несколько большим развитием, чем в предыдущем случае. В количественном отношении он занимает промежуточное положение, всюду уступая роду *Cibicides*, а иногда нонионидам, милиолидам и кассидулинидам и превосходя остальные формы весьма богатого палеоэноза. Виды *Elphidium* обычно эврифациальные: *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. crispum* (L.). Другие виды — *Elph. antonina* (d'O r b.), *Elph. ukrainicum* sp. nov., *Elph. latusovum* sp. nov. — немногочисленны. В сильно глинистых литотамниевых известняках и мергелях число экземпляров *Elphidium* вновь сокращается и принадлежит только эврифациальным видам. Прочие фораминиферы относятся к *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Nonion umbostelligerum* Ser., *N. soldanii* (d'O r b.) и к более редким *Bulimina elongata* d'O r b., *Buliminella elegantissima* (d'O r b.), *Virgulina schreibersii* C z., *Uvigerina* sp., *Pullenia bulloides* (d'O r b.), *Globulina tuberculata* d'O r b., *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Textularia* sp. Булиминиды, хилостомеллиды по количеству экземпляров немногочисленны, но встречаются в каждом образце.

Необходимо также отметить наличие в глинистых литотамниевых известняках пелагических *Globigerina bulloides* d'O r b., отсутствующих в шаровых известняках.

Палеоэноз фораминифер в глинистых осадках с небольшим количеством веточек и комочков литотамний довольно близок к сообществу корне-

ножек в литотамниевых глинистых известняках, но имеет и свои характерные особенности (фиг. 16, А). Они заключаются в удивительном разнообразии систематического состава. В некоторых образцах число видов достигает 25—30. Безраздельным господством пользуются виды рода *Cibicides* — *C. bogdanovi* Ser., *C. amphisyliensis* (Andr.), *C. lobatulus* (Walk. et Jac.), *C. boueanus* (d'Orb.). Нониониды и кассидулиниды уступают им по распространенности, но видовой состав их не менее разнообразен: *Nonion soldanii* (d'Orb.), *N. communis* (d'Orb.), *N. granosus* (d'Orb.), *N. umbostelligerum* Ser., *Nonionella ventragranosa* Krasn., *Cassidulina margareta* Karr. var. *micra* Pischw., *C. bradii* Ser.



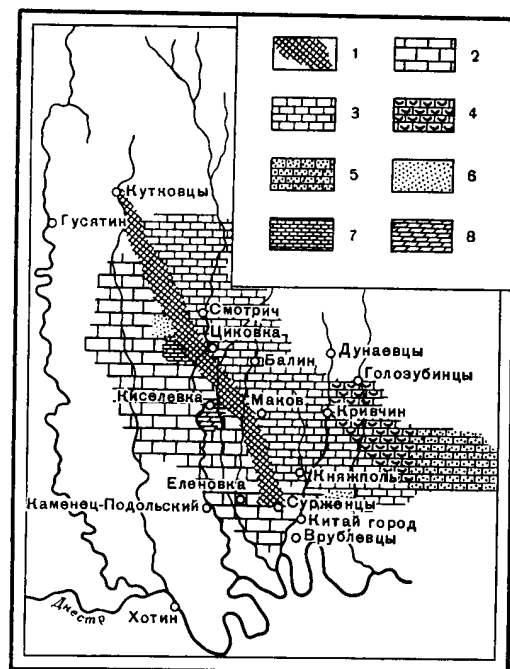
Фиг. 16. Палеоценозы фораминифер в литотамниевых глинах (А) и в устричниках (В).

Множеством видов представлены булиминиды, хотя удельный вес их в палеоценозе невелик: *Buliminella elegantissima* (d'Orb.), *Virgulina schreibersii* Cz., *Bulimina elongata* d'Orb., *B. trigona* Terq., *Bulimina* sp., *Uvigerina* sp., *Bolivina antiqua* d'Orb., *B. dilatata* Reuss, *B. sp. sp.*, *Reussella spinulosa* (Reuss). Остальные фораминиферы принадлежат *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *P. quinqueloba* Reuss, *Textularia* sp., *Rotalia schreibersii* (d'Orb.), *Eponides probatus* Krasn., *Discorbis patellinoides* Krasn., *Miliolina inflata* (d'Orb.), *M. akneriana* (d'Orb.). Что касается рода *Elphidium*, то он представлен редкими экземплярами эврифацциальных видов: *Elph. fichtellianum* (d'Orb.), *Elph. crispum* (L.), *Elph. aculeatum* (d'Orb.). В глинах всегда встречаются планктонные *Globigerina bulloides* d'Orb. и *Orbulina universa* d'Orb.

Среди литотамниевых полей изредка наблюдались очень мелководные участки, на которых развивались толстостенные крупные устрицы, тесно срастающиеся друг с другом и дававшие крепкие устричниковые породы. Пространства между ракушками моллюсков заполнены глинисто-песчаным материалом. В условиях твердого грунта и интенсивных перемещений водной массы создавался палеоценоз фораминифер (фиг. 16, В), отличавшийся бедностью видового состава при довольно значительном количестве раковин. Наибольшим распространением пользуется *Cibicides lobatulus* (Walk. et Jac.) и в меньшей степени другие виды этого рода — *C. bogdanovi* Ser., *C. transcarpaticus* Pischw. Значительно уступают ему по количеству экземпляров *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll), *Elph. crispum* (L.), *Asterigerina planorbis* d'Orb., миллиолиды — *Miliolina gibba* (d'Orb.), *M. aff. akneriana* (d'Orb.), *Miliolina* sp., *Pyrgo inornata* (d'Orb.). Совсем единичны *Discorbis* aff. *squamulus* (Reuss), *Nonion communis* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (L.).

Горизонт Г

В этом горизонте широкое развитие получает фация водорослевого рифа. Рифовые литотамниевые известняки тянутся с северо-запада на юго-восток узкой непрерывной полосой и изредка встречаются небольшими отдельными массивами в стороне от рифовой гряды (фиг. 17).



Фиг. 17. Схема распространения фаций Толтрового района эпохи рифообразования (гор. Г) (по И. К. Корольку).

1 — водорослевый риф; 2 — западная зона литотамниевых зарослей; 3 — восточная зона литотамниевых зарослей; 4 — литотамниевая-ракушечниковая полоса; 5 — прибрежная полоса; 6 — отдельные участки накопления песков; 7 — участки накопления обломочного материала, сносимого с рифовой гряды; 8 — область глинистых илов.

Восточнее и западнее полосы рифов расположены поля литотамниевых зарослей. Восточное литотамниевое поле сменяется далее на восток литотамниевая-ракушечниковая полосой, которая переходит в прибрежные песчаники.

Фация прибрежных песчаников

Фация расположена в восточной части рассматриваемого района (с. Миньковцы), составляя непосредственное продолжение аналогичной фации предыдущего горизонта. Породы представлены грубыми кварцевыми песками и органогенно-обломочными известняками; новое в их литологической характеристике — появление оолитовых известняков. Палеоценоз фораминифер обычный для кварцевых песков и детритусовых известняков.

Зоны литотамниевых полей

Западная и восточная зоны литотамниевых полей гор. Г характеризуются пестрым расположением отдельных фаций и фациальных участков.

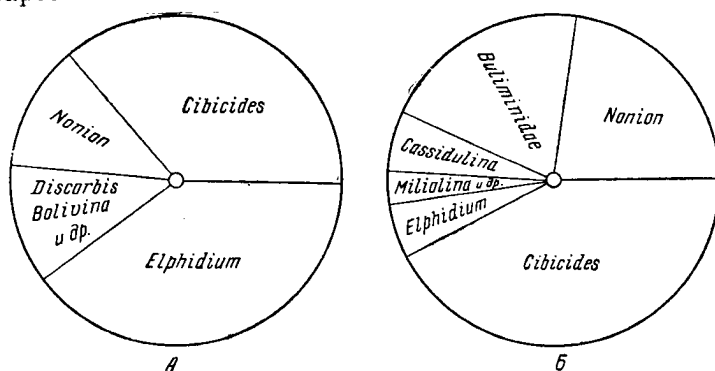
Наиболее распространена фация литотамниевых зарослей, где багрянки находились в угнетенном состоянии в связи со значительным приносом глинистого вещества. По степени глинистости и количеству литотамниевых веточек и обломков можно выделить слабо глинистые литотамниевые известняки, глинистые литотамниевые известняки, литотамниевые мергели и, наконец, темные и темно-зеленые глины. Значительно реже встречаются белые известковые глины.

В верхних слоях горизонта получают некоторое развитие детритусовые известняки, степень глинистости которых различна, но обычно весьма значительна. В отдельных местах литотамниевых полей отмечаются небольшие пятна грубокластических пород — кварцевые пески. В них, как правило, присутствует примесь глинистых частиц; в этих породах можно наблюдать постепенный переход от чистых кварцевых песков че-

рез глинистые пески до песчанистых глин. Наиболее значительны пятна песков у южного окончания рифа. Здесь же появляются устричники.

Мощность отложений литотамниевых полей невелика; к западу от рифа она не превышает 2 м, а к востоку от него увеличивается до 5—8 м.

Палеоценозы фораминифер в указанных разностях литотамниевых пород, отражающих условия их накопления, весьма различны и изменяются закономерно. Рассмотрим сначала микрофауну из фации литотамниевых зарослей.



Фиг. 18. Палеоценозы фораминифер в слабоглинистых литотамниевых известняках (А) и в глинистых литотамниевых известняках (Б).

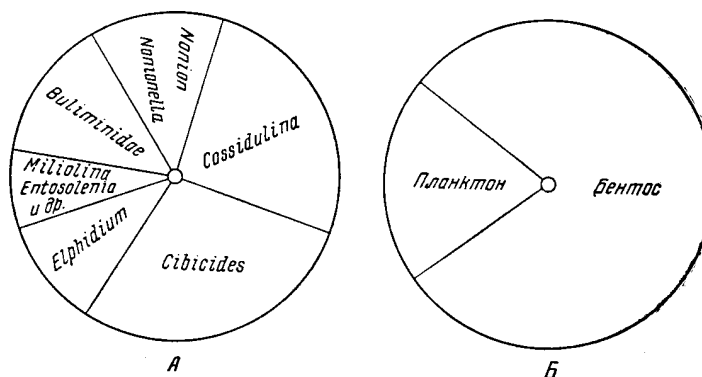
В слабо глинистых литотамниевых известняках с мелкими буллами багрянок палеоценоз фораминифер относительно обеднен: 9—13 видов на образец (фиг. 18, А). В его составе несколько преобладают *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), но аномалиниды и нониониды также представлены достаточно большим количеством экземпляров: *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r., *C. boueanus* (d'O r b.), *Nonion soldanii* (d'O r b.), *Nonionella ventragranosa* K r a s h., *Discorbis* sp., *Pyrgo* aff. *scutella* (K a r r.), *Bolivina* sp., *Conorbina miocenica* K r a s h., *Guttulina poblema* d'O r b.; пелагические *Globigerina bulloides* d'O r b. единичны.

Палеоценоз фораминифер в глинистых литотамниевых известняках чрезвычайно разнообразен (до 28 видов в образце) и богат количеством экземпляров (фиг. 18, Б). Всегда резко преобладает род *Cibicides*, представленный многими своими видами: *C. bogdanovi* S e r., *C. boueanus* (d'O r b.), *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. dutemplei* (d'O r b.), *C. dorsotumidus* S e r., *C. amphisyliensis* (A n d r.). Широко распространены нониониды — *Nonion soldanii* (d'O r b.), *N. communis* (d'O r b.), *Nonionella ventragranosa* K r a s h., булимиды — *Bulimina elongata* d'O r b., *B. elongata* d'O r b. var. *subulata* C u s h m., *Bolivina antiqua* d'O r b., *Angulogerina angulosa* W i l l., *Uvigerina* sp., *Reussella spinulosa* (R e u s s), кассидулины — *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *C. bradii* S e r., *C. oblonga* R e u s s. Род *Elphidium* значительно уступает всем этим фораминиферам. Количество экземпляров его в образце породы невелико, но видовой состав довольно разнообразен (встречено 7 видов). Связано это с тем, что наряду с преобладающими эврифаціальными видами встречаются также виды, которые появляются в геологической летописи только с верхнего горизонта верхнего тортона: *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. echinus* S e r., *Elph. ferrentegratum* sp. nov.

Остальные фораминиферы — *Miliolina* aff. *trigonula* (L a m.), *Textularia* sp., *Discorbis patellinoides* K r a s h., *Rotalia beccarii* (L.), *Poly-*

morphina ovata d'O r b., *Polymorphina* sp., *Patellina corrugata* W i l l. — встречаются в небольшом количестве экземпляров, но почти в каждом образце. Характернейшей чертой глинистых литотамниевых известняков является обилие планктонных фораминифер — *Globigerina bulloides* d'O r b., *Orbulina universa* d'O r b. Количество их экземпляров иногда так велико, что из бентонных фораминифер уступает только роду *Cibicides*.

В литотамниевых мергелях комплекс фораминифер очень близок к только что описанному. Широко развиты аномалиниды, нониониды, кассидулиниды, булиминиды, пелагические глобигерины. Некоторое отличие заключается в том, что род *Elphidium* пользуется еще меньшим распространением; все виды его являются эврифаціальными.



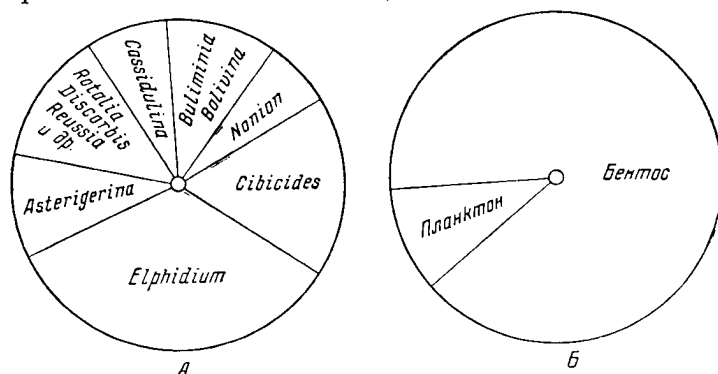
Фиг. 19. Палеоценоз бентонных фораминифер в глинистых осадках (А) и соотношение бентонных и планктонных форм (Б).

Участки темных, черных, темно-зеленых глин встречаются довольно часто среди литотамниевых полей. Палеоценозы фораминифер в них очень характерны, но имеют некоторые вариации. В типичном случае палеоценоз близок к комплексу корненожек в глинистых литотамниевых мергелях и известняках (фиг. 19, А). В его составе преобладают разнообразные виды рода *Cibicides*: *C. boueanus* (d'O r b.), *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. amphisyliensis* (A n d r.), *C. bogdanovi* S e r., кассидулиниды — *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h., *C. bradii* S e r., нониониды — *Nonion umbostelligerum* S e r., *N. soldanii* (d'O r b.), *Nonionella ventragranosa* K r a s h., булиминиды — *Bolivina antiqua* d'O r b., *Bulimina elongata* d'O r b. var. *subulata* C u s h m., *Angulogerina angulosa* W i l l., *Uvigerina pygmaea* d'O r b. В небольшом количестве экземпляров присутствуют *Entosolenia* sp., *Patellina corrugata* W i l l., *Valvulineria obtusa* (d'O r b.), *Eponides haidingerii* (d'O r b.), *E. nanus* (R e u s s), *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h w., *Miliolina akneriana* (d'O r b.). Представители рода *Elphidium* — *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l) — немногочисленны и относятся к эврифаціальным видам. В глинах много планктонных фораминифер — *Globigerina bulloides* d'O r b., *Gl. triloba* d'O r b. (фиг. 19, Б).

В таких же темных и черных глинах может встретиться существенно иной комплекс фораминифер. От предыдущего он отличается исключительной обедненностью видового состава. В образцах глин содержится от трех до шести видов простейших, причем всегда резко преобладает *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) или *Rotalia beccarii* (L.). Какими факторами внешней среды вызывался такой обедненный и угнетенный палеоценоз фораминифер, сказать трудно. По-видимому, это связано с нарушением нормального гидрологического режима (вследствие недостаточного

снабжения кислородом придонных толщ воды). Во всяком случае, условия существования были крайне неблагоприятными. Их могли выдерживать только эврибионтные виды фораминифер. К ним должны быть отнесены, прежде всего, *Cibicides lobatulus* и *Rotalia beccarii*. Действительно, в миоценовых отложениях Подолии они встречаются в самых разнообразных типах осадков, отразивших неодинаковые условия их накопления.

Участки белых известковистых глин довольно редки среди литотамниевых полей. Палеоценоз бентонных фораминифер в них отличается большим разнообразием (до 25—30 видов в образце) и близок к обычному сообществу простейших в темных глинах (фиг. 20, А). В самом деле, широким



Фиг. 20. Палеоценоз бентонных фораминифер в белых известковистых глинах (А) и соотношение планктонных и бентонных фораминифер из тех же глин (Б).

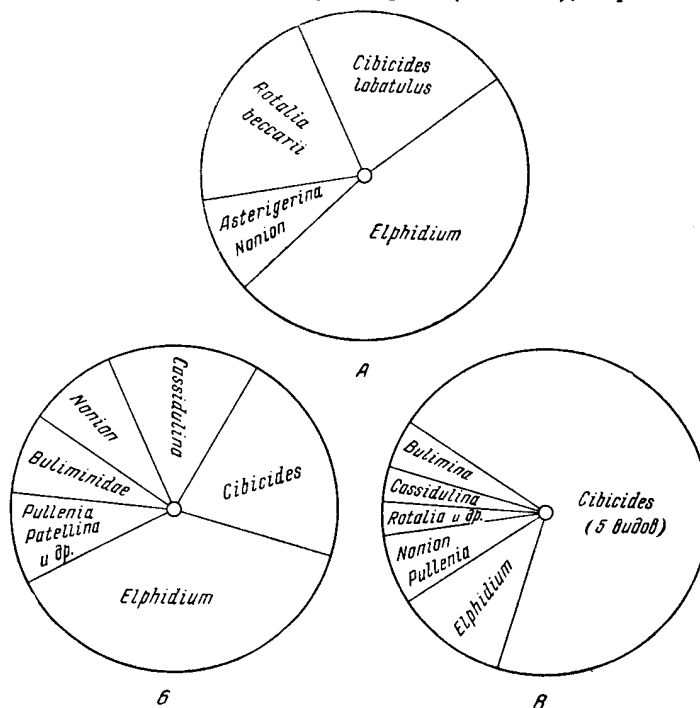
распространением там пользуются аномалиниды — *Cibicides bogdanovi* Ser., *C. boueanus* (d'Orb.), *C. lobatulus* (Walck. et Jac.), *C. amphisyliensis* (Andr.), булиминиды — *Bulimina elongata* d'Orb. var. *subulata* Cushman, *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bolivina* sp., нониониды, кассидулиниды — *Cassidulina oblonga* Reuss., *C. bradleyi* Ser. Встречаются обычные для глин *Entosolenia* sp. sp., *Valvulineria obtusa* (d'Orb.), *Rotalia stellifera* Pischw., *Eponides haidingeri* (d'Orb.). Но есть одно существенное отличие. Оно заключается в том, что в палеоценозе бентонных фораминифер из белых глин преобладает род *Elphidium*, причем представлен он семью видами, часть которых является эврифаціальными. Другие виды относятся к *Elph. joukovi* Ser., *Elph. microelegans* Ser., *Elph. ukrainicum* sp. nov., *Elph. inclarum* sp. nov. Необычными для глинистых осадков являются *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Cancris brongnartii* (d'Orb.). Что касается фораминифер из пелагического сообщества, то в достаточно большом количестве встречается *Globigerina bulloides* d'Orb. (фиг. 20, Б).

Такой состав микрофауны в белых известковистых глинах не является чем-то случайным, — он встречается во всех их образцах. Более того, в аналогичных глинах предыдущего гор. В наблюдается преобладание *Elphidium* над аномалинидами, нонионидами, булиминидами, кассидулинидами. Вместе с *Elphidium* встречается *Asterigerina planorbis* d'Orb. Причины возникновения таких своеобразных смешанных палеоценозов связаны, по-видимому, с особенностями биомических, скорее всего гидрохимических условий на участках отложения белых глин. Но для нас эти особенности остаются пока неясными.

Отдельными пятнами к западу и востоку от рифовой гряды встречаются органогенно-обломочные литотамниевые известняки. По литологии

они довольно близки к тесам предыдущего горизонта, отличаясь от них глинистостью и обычно — мелкозернистостью. Палеоценозы фораминифер в глинистых детритусовых известняках близки к составу микрофауны в тесах, но имеют и свои особенности.

В микрофауне из слабо глинистых мелкообломочных известняков (фиг. 21, А) значительно преобладает род *Elphidium*, представленный целым рядом видов: *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. crispum* (L.), *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. echinus* S e r.,



Фиг. 21. Палеоценозы бентонных фораминифер в слабо-глинистых детритусовых известняках (А), в глинистых детритусовых известняках (Б) и в сильно глинистых детритусовых известняках (Б) горизонта Г.

Elph. microelegans S e r. Весьма широко развиты *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *Rotalia beccarii* (L.). Остальные фораминиферы единичны.

В глинистых детритусовых известняках также преобладает род *Elphidium* (фиг. 21, Б), но наряду с *Elphidium* широко представлены фораминиферы, вообще свойственные глинистым осадкам. Это относится к аномалинидам — *Cibicides bogdanovi* S e r., *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. amphisyliensis* A n d r., кассидулинидам — *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *C. bradii* S e r., нонионидам — *Nonion praevious* S u b b., *N. umbostelligerum* S e r., булиминидам — *Bolivina antiqua* d'O r b., *Angulogerina angulosa* W i l l., *Uvigerina* sp. Не менее характерны единичные *Patellina corrugata* W i l l., *Spirillina vivipara* E h r e n b., *Pullenia bulloides* (d'O r b.), *Entosolenia* sp., *Discorbis squamulus* (R e u s s), *D. patellinoides* K r a s h.

В сильно глинистых тонкообломочных литотамниевых известняках палеоценоз близок к предыдущему (фиг. 21, Б) по систематическому составу, но преобладают уже аномалиниды — *Cibicides dutemplei* (d'O r b.), *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r., *C. dorsotumidus* S e r.,

а количество видов и экземпляров *Elphidium* заметно уменьшается. По-прежнему характерны булиминиды, нониониды, кассидулиниды, хилостомеллиды. Такие сильно глинистые детритусовые известняки наиболее обычны для западной зоны литотамниевых зарослей. Число особей рода *Cibicides* в них всегда в 5—6 раз превышает количество экземпляров *Elphidium*, а состав микрофауны весьма разнообразен.

Интересно распределение планктонных фораминифер в глинистых детритусовых известняках: в слабо глинистых обломочных известняках глобигерины единичны или отсутствуют совсем, но в глинистых и сильно глинистых обломочных литотамниевых известняках *Globigerina bulloides* d'O r b. и *Orbulina universa* d'O r b. часто встречаются в массовом количестве.

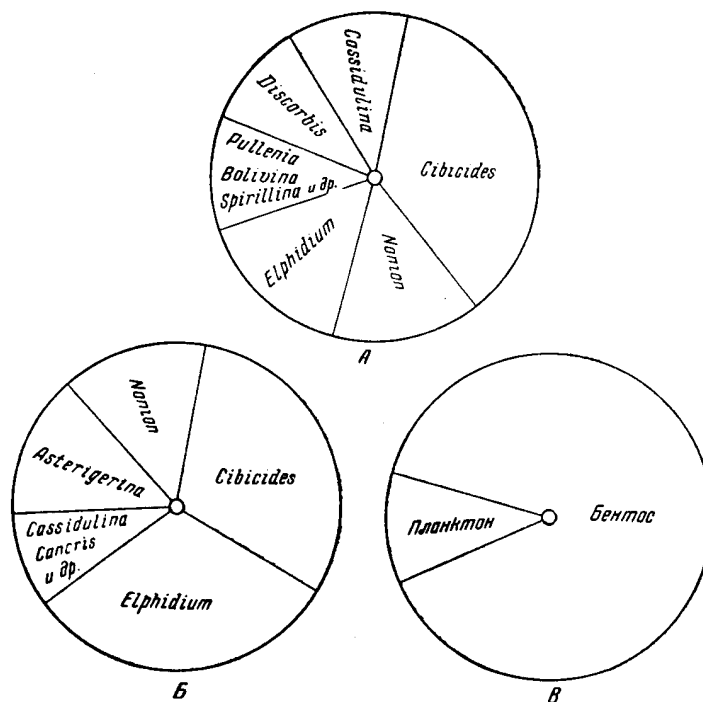
Таким образом, по степени глинистости и величине обломков органического материала тесовые известняки гор. Г образуют непрерывный ряд литологических разновидностей. Аналогичный ряд образуют и палеоценозы фораминифер из этих известняков. В слабо глинистых обломочных известняках состав фораминифер почти такой же, что и в типичных тесах гор. В. Увеличение глинистости ведет к появлению и увеличению роли аномалинид, нонионид, кассидулинид, булиминид — форм, типичных для глинистых осадков. Но род *Elphidium* продолжает существовать в значительных количествах.

У южного окончания рифогенной гряды (Китай-город, Врублевцы), а также у с. Новая Гута среди литотамниевых полей встречаются участки терригенных пород: кварцевые пески, обычно в той или иной степени глинистые. Пески содержат богатый комплекс фораминифер, что значительно отличает их от песков прибрежной зоны. По своему литологическому облику они меняются от чистых мелко- и среднезернистых кварцевых песков до глинистых песков и песчанистых глин. Состав микрофауны в этих литологических разновидностях неодинаков.

Палеоценоз фораминифер в песчанистых глинах (фиг. 22, А), а также в очень тонких кварцевых, слегка глинистых песках весьма разнообразен: от 16 до 20 видов в образце. Преобладают аномалиниды: *Cibicides amphisyliensis* (A n d r.), *Cibicides bogdanovi* S e r., *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. dutemplei* (d'O r b.). Примерно в равных количествах присутствуют нониониды — *Nonion soldanii* (d'O r b.), *N. praeivius* S u b b., *N. punctatus* (d'O r b.), *N. communis* (d'O r b.) и роды *Elphidium*, *Cassidulina*, *Discorbis* — *Elphidium fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aff. hauerinum* (d'O r b.), *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Discorbis patellinoides* K r a s h., *Discorbis* sp. Остальные фораминиферы принадлежат спириллинидам — *Spirillina vivipara* E h r e n b., *Patellina corrugata* W i l l., хилостомеллидам — *Sphaeroidina austriaca* R e u s s., *Pullenia quinqueloba* R e u s s., булиминидам — *Bolivina antiqua* d'O r b., *Buliminella elegantissima* (d'O r b.), лягенидам — *Lagena ex gr. vulgaris* W i l l., *Entosolenia* sp. Планктонные фораминиферы (*Globigerina bulloides* d'O r b.) обычны (фиг. 22, В).

Палеоценоз фораминифер в глинистых песках столь же разнообразен, как и в предыдущем случае, но в систематическом составе и в количественных соотношениях родов происходят значительные изменения (фиг. 22, В). Наибольшим распространением пользуются роды *Elphidium* и *Cilicides*, которые по количеству экземпляров равны друг другу или дают небольшие отклонения то в ту, то в другую сторону. Но число видов *Elphidium* увеличивается до семи: *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. joukovi* S e r., *Elph. ukrainicum* sp. nov., *Elph. multacamerum* sp. nov., *Elph. mirandum*, а число видов *Cibicides* уменьшается до трех: — *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r., *C. boueanus* (d'O r b.). Необходимо подчеркнуть, что

значительным развитием пользуется только первый из названных видов *Cibicides*, а два остальных единичны. В таком же количестве встречаются нониониды — *Nonion soldanii* (d'O r b.), *N. granosus* (d'O r b.), *N. praeuius* S u b b., но дискорбисы — *Discorbis semiorbis* (K a r r.) и кассидулины — *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w. становятся единичными, а булиминиды, хилостомеллины, спириллиниды исчезают совсем.



Фиг. 22. Палеоэкозоны бентонных фораминифер в песчаных глинах (А), в глинистых песках (Б) и соотношение планктонных и бентонных фораминифер в песчаных глинах (В).

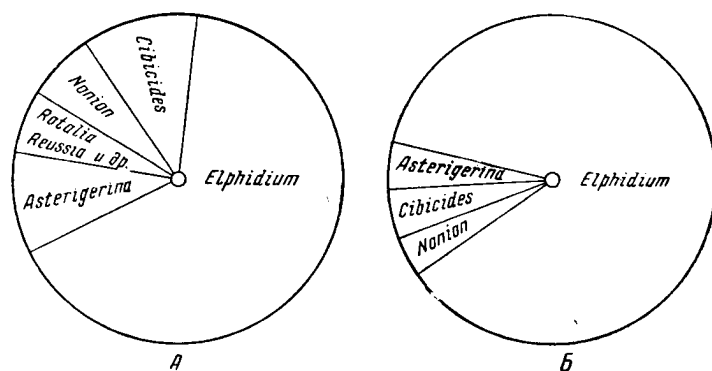
Вместо них появляются многочисленные экземпляры *Asterigerina planorbis* d'O r b. и более редкие *Cancris brongnartii* (d'O r b.), *Globulina* sp., *Reussella spinulosa* (R e u s s). Совсем единичны фораминиферы пелагического сообщества — *Globigerina* aff. *tarchanensis* S u b b. et C h u t z.

В микрофауне мелкозернистых кварцевых песков (фиг. 23, А) доминирующее положение занимает род *Elphidium*, будучи очень разнообразен по видовому составу. В каждом образце встречено 4 — 8 видов *Elphidium*, а всего обнаружено 10 видов его: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. joukovi* S e r., *Elph. echinus* S e r., *Elph. mirandum* sp. nov., *Elph. ferrentegratum* sp. nov., *Elph. microelegans* S e r. Виды *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Nonion subgranosus* (E g.) в 3 — 10 раз уступают по количеству экземпляров роду *Elphidium*. Остальные фораминиферы — *Rotalia beccarii* (L.), *R. schreibersii* (d'O r b.), *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h w., *Canalifera eichwaldi* (B o d g.) — единичны. Кассидулины в кварцевых песках отсутствуют; не встречено и пелагических глобигерин.

В несколько более грубых кварцевых песках, приближающихся по размеру обломков к среднезернистым, род *Elphidium* составляет подав-

ляющую часть палеоценоза (фиг. 23, Б). Виды его и здесь довольно разнообразны. *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Nonion granosus* (d'O r b.) и *N. biporus* K r a s h. совершенно единичны.

Таким образом, состав микрофауны в ряду пород: песчанистые глины — среднезернистые кварцевые пески — меняется постепенно и закономерно. Значение аномалинид и нонионид непрерывно уменьшается, многие виды их исчезают. Быстро сокращаются в своем распространении



Фиг. 23. Палеоценозы фораминифер в мелкозернистых кварцевых песках (А) и в среднезернистых кварцевых песках (Б)

и также исчезают булиминиды, хилостомеллиды, спириллиниды, лягениды, а затем и кассидулиниды. Наоборот, резко возрастает роль *Elphidium*, отчасти *Rotalia*. Появляются новые фораминиферы: *Asterigerina*, *Reussella*, *Cancris*, *Canalifera*, *Globulina*, *Valvulineria*. Все это чрезвычайно близко напоминает картину распределения и изменения комплексов фораминифер в зоне кварцевых карбонатных песков гор. Б.

Фауна рифовых литотамниевых известняков

Гряда рифовых известняков Подолии вытянута в виде длинной, узкой полосы северо-западного простирания. Рифы были заселены чрезвычайно характерным биоценозом растений и животных. Среди них преобладают прикрепленные формы. К последним относятся сами литотамнии, развивавшиеся в виде инкрустирующих корок, мшанки, кораллы, а из моллюсков — *Vermetus intortus* L m k., *Ostrea digitalina* D u b., *Ostrea gryphoides* S c h l o t h. К подвижно-прикрепленным формам относятся *Haliothis volhynica* E i c h w. и *Diodora italica* L., обладавшие способностью крепко присасываться к субстрату своей ногой. Большим распространением пользуются сверлящие моллюски *Lithophaga avitensis* M a y, *Jouannetia semicaudata* D e s m., *Pholas* sp. Встречаются моллюски, поселявшиеся в чужих норках, а именно *Arca barbata* L. Экологический состав фауны и формы роста водорослей указывают на то, что литотамниевые сооружения представляли волноприбойную полосу сублиторали и, возможно, низов литорали. Здесь, в условиях мелководья, твердого грунта и сильного прибоя могли существовать только организмы, которые при помощи тех или иных приспособлений выдерживали губительные удары волн и не уносились ими с мест своего обитания.

Фораминиферы в палеоценозе рифовых известняков занимают значительное место, но видовой состав их специфичен и не отличается разнообразием.

Фораминиферы из рифовых известняков следует подразделить на две группы. К первой из них относится *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.). Экземпляры этого вида встречаются относительно часто и характеризуются уплощенной, сдавленной раковиной, спинная сторона которой обычно располагается параллельно водорослевым слоям. Остается только предположить, что *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) на плотном субстрате литотамниевых рифов и устричных банок мог вести прикрепленный образ жизни, что и позволяло ему противостоять прибойным ударам волн. Вначале такое предположение кажется нелогичным, — ведь значительные скопления раковин *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.) встречаются в песчаных и в некоторых типах глинистых осадков. Но в дальнейшем, когда будут изложены наши наблюдения над микрофауной Белого моря, станет ясно, что *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.) является не только типичнейшим эврифациальным видом, но и может менять свой образ жизни: на плотном субстрате он прикреплен, на рыхлых грунтах — подвижен.

Вторая группа фораминифер значительно более разнообразна по составу. В основном она состоит из милиолид — *Miliolina*, *Pyrgo*, *Articulina* и более редких *Textularia*, *Discorbis*, *Rotalia*. Чрезвычайно интересно, что эти формы почти отсутствуют между литотамниевыми корками, а находятся в полостях и кавернах рифовых известняков, выполненных тонким шламовым материалом, иногда — более грубым детритом. Неравномерность роста и разрушения породообразующих водорослей, мшанок, верметусов приводила к образованию в теле рифа крупных полостей, расщелин. В них, по-видимому, и поселялись неприкрепленные фораминиферы, что спасало их от губительного воздействия прибоя. Полное отсутствие в полостях и кавернах таких фораминифер, как булиминиды, кассидулиниды, хилостомеллиды, спириллиниды, большинства аномалинид и нонионид говорит в пользу того, что они не могут существовать в условиях мелководья, нуждаясь в больших глубинах.

Нижний Сармат

Осадки и органический мир нижнесарматского бассейна Подолии существенно отличаются от осадков, фауны и флоры верхнего тортона, что связано с крупными палеогеографическими изменениями и резким понижением солености вод сарматского моря.

Распределение палеоценозов фораминифер по типам осадков в нижнем сармате подчиняется тем же закономерностям, что и в тортоне, и не вносит ничего принципиально нового. Но сравнительное изучение микрофауны нижнего сармата и верхнего тортона чрезвычайно интересно в том отношении, что оно показывает зависимость фораминифер от такого важнейшего фактора среды обитания, каким является соленость морских вод.

Фауна фораминифер изменялась постепенно — в связи с постепенностью опреснения морского бассейна на рубеже среднего и верхнего миоцена. Порядок исчезновения родов фораминифер отражает их отношение к солености. Наиболее стеногалинным оказывается большинство булиминид (*Uvigerina*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Reussella*, *Angulogerina*), хилостомеллид (*Sphaeroidina*, *Pullenia*), альвеолинид (*Borelis*), спириллинид (*Spirillina*, *Patellina*), текстуляриид (*Textularia*), большинство роталиид (*Valvulineria*, *Gyroldina*, *Eponides*, *Cancris*, *Conorbina*), эпистоминид (*Epistomina*), некоторые милиолиды (*Pyrgo*, *Hauerina*) и аномалиниды (*Anomalina*). Все они не переходят даже в бугловский горизонт или встречаются там исключительно в виде единичных экземпляров (*Bolivina*). Наиболее эвригалинными являются *Miliolina*, *Articulina*, *Elphidium*, *Nonion*, *Cibicides*, *Rotalia*. Применение в данном случае термина «эвригалинный» по отношению к систематическим единицам родового порядка указывает

лишь на то, что роды фораминифер включают как стеногалинные, так и эвригалинные виды. Действительно, на границе тортон и сармата видовой состав *Miliolina*, *Nonion*, *Elphidium*, *Cibicides* и *Rotalia* меняется довольно резко. Одни виды не выдерживают понижения солености, погибают и не переходят в сармат. Вместо них появляются новые виды, которые сумели приспособиться к условиям солоноватоводного бассейна и представлены большим числом особей. Наконец, третья группа видов переходит из тортон в сармат без существенных изменений. Это в основном те самые виды фораминифер, которые были встречены нами в разнообразных фациях верхнего тортон и потому были названы эврифациальными.

Имеющийся в нашем распоряжении микропалеонтологический материал позволяет дать палеоэкологическую характеристику глинистым отложениям, слоистым известняковым породам и серпулевым онкоидным известнякам нижнего сармата.

Глинистые отложения

Среди глинистых отложений можно выделить четыре литологические разновидности, отличающиеся между собой палеоценозами фораминифер: темные, темно- и желтовато-зеленые пластичные глины, белые и сероватые карбонатные глины, песчанистые глины, слегка известковистые глины с большим количеством обломков раковин моллюсков.

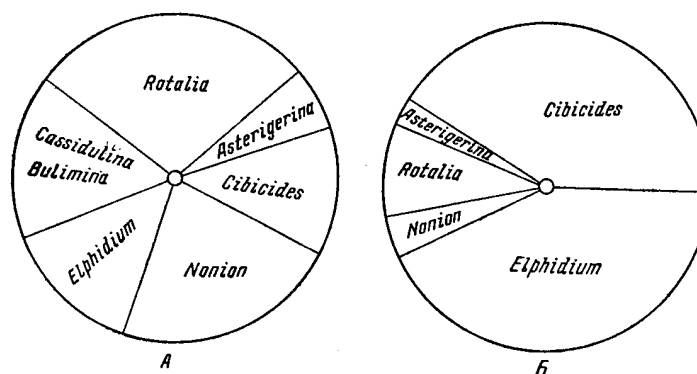
В темных глинах бугловского горизонта в составе палеоценоза фораминифер преобладает род *Cibicides*. Но все его многочисленные экземпляры принадлежат одному виду — *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.). В очень редких случаях встречаются единичные особи другого вида — *Cib. bogdanovi* S e r. В некоторых образцах таким же распространением пользуются миллиолиды: *Miliolina* aff. *ungeriana* (d'O r b.), *M. akneriana* (d'O r b.) var. *rotunda* G e r k e, *M. akneriana* (d'O r b.) var. *longa* G e r k e, *M. reussi* B o g d., *Miliolina* sp. Далее по степени распространенности следуют *Rotalia*, *Nonion*, *Elphidium*. Наиболее часто встречающиеся виды их — *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.) являются эврифациальными. Виды, типичные для бугловского горизонта, значительно уступают им в количественном отношении; таковы *Rotalia* aff. *shreibersii* (d'O r b.), *Elphidium regina* (d'O r b.), *Elph. mirandum* sp. nov., *Elph. echinus* S e r., *Nonion markkobi* B o g d. И уже совсем единичными экземплярами представлены булиминиды — *Buliminella elegantissima* (d'O r b.), *Bolivina* sp., а также планктонные глобигерины. Насыщенность же породы раковинами бентонных фораминифер весьма значительна: от 300 до 500 экземпляров на образец.

В темных глинах вышележащих слоев нижнего сармата палеоценозы фораминифер очень близки к только что описанному. Отличия заключаются в отсутствии булиминид и лягенид.

При сравнении сообществ фораминифер из глин верхнего тортон, бугловского горизонта и вышележащих слоев нижнего сармата легко заметить процесс обеднения этого сообщества в связи с выпадением стеногалинных видов и родов фораминифер. Но широким распространением в сарматских глинах пользуются род *Cibicides* и миллиолиды, которые обычны и в глинах тортон. Как и в глинах тортон, роды *Elphidium* и *Rotalia* резко уступают им.

Белые известковистые глины характеризуются несколько иным палеоценозом фораминифер. В белых глинах бугловского горизонта почти в одинаковой степени развиты *Elphidium*, *Cibicides*, *Cassidulina*, иногда *Nonion*, видовой состав которых достаточно разнообразен — *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. cris-*

pum (L.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. joukovi* S e r., *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. bogdanovi* S e r., *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P u s c h w., *C. laevigata* d'O r b., *Nonion subgranosus* (E g.). Остальные фораминиферы относятся к *Bolivina antiqua* d'O r b., *Rotalia* aff. *schreibersii* (d'O r b.), *Miliolina consobrina* (d'O r b.). Таким образом, комплекс фораминифер в белых известковистых глинах отличается от сообществ корненожек в черных глинах значительно более разнообразным видовым составом и заметной ролью рода *Elphidium*. Эти же особенности были свойственны белым известковистым глинам верхнего тортона.



Фиг. 24. Палеоценозы фораминифер в песчанистых глинах (А) и в глинах с примесью детритусового материала (Б) бугловского горизонта.

В белых известковистых глинах нижнего сармата, лежащих стратиграфически выше бугловского горизонта, в палеоценозе фораминифер род *Elphidium* пользуется еще большим распространением, но представлен он обычно незначительным числом видов. Заметно обедняется и весь состав сообщества. Присутствуют *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. bogdanovi* S e r., *Nonion marikovi* B o g d., *N. subgranosus* (E g.), *Rotalia beccarii* (L.), *Miliolina reussi* B o g d. Булиминиды и кассидулиниды не встречаются.

Пелагические фораминиферы в белых известковистых глинах встречаются чаще, чем в черных глинах. Представлены они только одним видом — *Globigerina bulloides* d'O r b. Число экземпляров этого вида значительно уступает количеству бентонных фораминифер. Оно несколько больше в бугловском горизонте, в верхних же слоях нижнего сармата глобигерины лишь единичны.

Если сравнить теперь состав фораминифер из белых известковистых глин верхнего тортона, бугловского и волынского горизонтов нижнего сармата, то можно заметить, что палеоценозы очень близки между собой (преобладание рода *Elphidium* и присутствие фораминифер, вообще типичных для глинистых осадков). Все существенные различия между ними (обеднение видового и родового состава) объясняются постепенным, по мере опреснения бассейна, выпадением стеногалинных форм.

Палеоценоз фораминифер в песчанистых глинах бугловского горизонта (фиг. 24, А) характеризуется тем, что в нем, наряду с формами, типичными для глинистых осадков — *Cibicides bogdanovi* S e r., *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Bolivina antiqua* (d'O r b.), *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., получают довольно широкое развитие род *Elphidium* и *Asterigerina planorbis* d'O r b., свойственные более грубокластическим осадкам. По количеству экземпляров *Cibicides*, *Nonion*,

Elphidium примерно равны, давая небольшие отклонения в ту или иную сторону в разных образцах. Очень характерно также для песчанистых глин развитие рода *Rotalia* — *R. beccarii* (L.), *R. aff. schreibersii* (d'O r b.). В единичных экземплярах могут присутствовать *Globulina gibba* d'O r b., *Miliolina reussi* B o g d. Планктонные фораминиферы довольно редки.

В аналогичных породах вышележащих слоев нижнего сармата палеоценоз фораминифер обедняется за счет выпадения стеногалинных форм — *Bolivina*, *Cassidulina*, *Asterigerina*, но количественные отношения основных родов *Elphidium*, *Rotalia*, *Cibicides*, *Nonion* сохраняются.

Палеоценоз фораминифер в глинистых отложениях с большой примесью детритусового материала характеризуется резким преобладанием всего двух родов: *Elphidium* и *Cibicides* (фиг. 24, Б), причем насыщенность породы раковинками корненожек весьма значительна (300—500 экземпляров на образец). Однако в то время как род *Elphidium* представлен разнообразными видами (5—6 видов в образце, а всего 9 видов), род *Cibicides* характеризуется лишь одним эврифаціальным *C. lobatulus* (W a l k. et J a c.). Из прочих фораминифер более или менее развиты *Rotalia beccarii* (L.), *R. aff. schreibersii* (d'O r b.), *Nonion subgranosus* (E g.), *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Miliolina consobrina* (d'O r b.). Булиминиды, кассидулиниды не встречаются (имеются в виду осадки бугловского горизонта).

Таким образом, при появлении в глинистых породах грубообломочного материала (терригенного или детритусового) в составе палеоценоза усиливается роль рода *Elphidium* и появляется *Asterigerina planorbis* d'O r b. (в бугловском горизонте). Род *Cibicides* представлен одним эврифаціальным видом (иногда редкими экземплярами другого вида), также как среди рода *Nonion* преобладает *N. subgranosus* (E g.). Булиминиды, кассидулиниды единичны или отсутствуют совсем. Очень близкие по составу палеоценозы фораминифер (учитывая опреснение сарматского бассейна) мы уже встречали в верхнетортонских песчанистых глинах и глинистых песках, глинистых детритусовых известняках и глинах с большим количеством органогенно-обломочного материала.

Слоистые известковые отложения

Слоистые известковые породы в отложениях нижнего сармата довольно разнообразны. Микропалеонтологическую характеристику можно дать органогенно-обломочным известнякам, песчанистым известнякам, мергелистым породам, оолитовым известнякам и микрозернистым химическим известнякам.

Относительно редкие в нижнем сармате органогенно-обломочные известняки состоят из обрывков мпанок, обломков серпул и раковин двустворок. В составе бедного в видовом отношении, но довольно богатого экземплярами палеоценоза фораминифер резко преобладает род *Elphidium*: *Elph. aculeatum* (d'O r b.), *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. joukovi* S e r. Остальные фораминиферы — *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Nonion subgranosus* (E g.), *Asterigerina planorbis* d'O r b. (бугловский горизонт), *Globulina* sp. — немногочисленны.

К только что описанному близок палеоценоз фораминифер в песчанистых известняках, где преобладает род *Elphidium*, представленный двумя-тремя видами в образце. Но *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) пользуется большим распространением; еще более многочисленны милиолиды — *Miliolina reussi* B o g d., *M. morozovae* S e r., *M. consobrina* (d'O r b.), роталииды — *Rotalia beccarii* (L.), *R. aff. schreibersii* (d'O r b.).

Относительно редки *Nonion subgranosus* (E g.), *N. martkobi* B o g d. и *Globulina gibba* d'O r b.

Если сравнить состав фораминифер из органогенно-обломочных и песчаных известняков нижнего сармата с комплексом фораминифер в аналогичных породах верхнего тортон (например, тесовые известняки гор. В, песчаные известняки гор. Б в разрезе у с. Новая Гута), то сходство их очевидно. Отличия заключаются в обеднении видового состава сарматских палеоценозов, так как стеногалинные формы отсутствуют.

Палеоценозы фораминифер в мергелях нижнего сармата состоят из трех родов: *Cibicides*, *Miliolina*, *Rotalia*, к которым присоединяются *Elphidium* и *Nonion*. В обычных случаях преобладают род *Cibicides*, иногда *Miliolina*, далее следуют также весьма многочисленные *Elphidium* и *Rotalia*. Соотношения их могут сильно колебаться.

Распространенные в нижнем сармате оолитовые известняки содержат очень бедную фауну фораминифер (имеются в виду фораминиферы, находящиеся в цементирующем веществе известняков). Всегда преобладают экземпляры рода *Elphidium*, представители родов *Cibicides*, *Rotalia*, *Miliolina* единичны. Нет никакой уверенности в том, что микрофауна находится не в перемещенном положении. Единственно, что можно сказать с достоверностью, это то, что область оолитообразования является крайне неблагоприятным местом для существования микрофауны.

Микрозернистые и сгустковые химические известняки, которые иногда содержат примесь тонкого шламмового материала, пользуются в отложениях нижнего сармата весьма большим распространением. Внешне они представляют плотную, оливкового цвета породу афанитового сложения. Макрофауна в известняках редкая и однообразная (серпулы, кардиумы и моллюски), часто порода совсем nemá.

Своеобразная микрофауна химических известняков может быть охарактеризована следующими тремя признаками: бедность систематического состава, малочисленность, спорадичность в распределении. Действительно, в известняках встречены представители только трех родов фораминифер: наиболее распространен род *Cibicides*, далее следуют милиолиды (*Miliolina*) и значительно более редкий род *Rotalia*. Все роды представлены единичными видами, причем в случае *Cibicides* и *Rotalia* они эврифацциальные: *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и *Rotalia beccarii* (L i n n é). В палеоценозах фораминиферы распределены по систематическому составу, т. е. встречаются отдельно скопления раковин рода *Cibicides*, милиолид, изредка — скопления особей *Rotalia*. Смешанные сообщества фораминифер редки.

В количественном отношении химические известняки очень бедны микрофауной. Можно просмотреть десятки шлифов, которые палеонтологически совершенно пусты. Но если встречен шлиф с фораминиферами, то он достаточно богат ими; иначе говоря, микрофауна распределена в пространстве отдельными пятнами, встречается спорадически. Более того, даже в пределах одного шлифа часто удается наблюдать, что раковинки фораминифер распределены не равномерно, а сконцентрированы в отдельные тесные скопления.

Бедность систематического состава фораминифер, немногочисленность микрофауны указывают на крайне неблагоприятные условия существования в зоне отложения микрозернистых химических известняков. Концентрация же фораминифер по систематическим группам, которые расположены в пространстве изолированно друг от друга, говорит, по-видимому, о том, что до нас дошли сохранившиеся действительные биоценоотические связи.

Отложение химических известняков, несомненно, протекало в условиях спокойного гидродинамического режима (прежде всего, при отсутствии значительных волнений), что делало грунт закрепленным. Скорость осад-

конакопления была небольшой, так как мощность известняков невелика. В таких условиях, как мы знаем, большим развитием обычно пользуются милиолиды и род *Cibicides*, что наблюдается и в данном случае. В то же время ненормальный солевой режим сарматского бассейна вызвал исчезновение обычных спутников этих родов, таких, как булиминиды, текстулярии, целый ряд роталиид и т. д.

Серпулевые онкоидные известняки

Биогермные породы в нижнем сармате слагаются серпулевыми известняками, образующими небольшие онкоиды. Они имеют несколько разновидностей. Наиболее часто это плотная серо-оливковая порода афанитового сложения, вся пронизанная трубочками серпул. Материалом, заполняющим пространства между трубками червей, служат рассмотренные выше микрозернистые химические известняки. Серпулевые известняки являются достаточно глубоководными, сублиторальными образованиями.

Среди фораминифер резко преобладает род *Cibicides*, представленный одним своим эврифаціальным видом — *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.). Значительно реже встречаются экземпляры родов *Miliolina*, *Articulina* и *Rotalia*. Как и в предыдущем случае, наблюдается концентрирование фораминифер в отдельные группы по систематическому признаку, хотя выражено оно менее резко.

Скопления фораминифер расположены изолированно друг от друга и встречаются спорадически. Некоторым отличием микрофауны серпулевых известняков от известняков микрозернистых служит появление в первых прикрепленных милиолид — нубекулярий, что, очевидно, связано с наличием твердого субстрата — онкоидных построек серпул. Но развиты нубекулярии довольно слабо.

ВЫВОДЫ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ФОРАМИНИФЕР ПО ФАЦИЯМ

Выше было изложено распределение комплексов фораминифер в различных типах верхнетортонских и нижнесарматских осадков.

В пределах горизонта каждому типу осадка соответствует свой, определенный комплекс фораминифер, представляющий не случайное и бессистемное скопление раковин корненожек, а палеоценоз, члены которого имеют между собой много общего в морфологической и физиологической приспособляемости к тем или иным условиям.

После изучения микрофауны из всех горизонтов тортон и сармата Подолии можно сделать вывод о том, что залегающие на различных стратиграфических уровнях породы, образовавшиеся в сходных условиях и поэтому обычно имеющие одинаковый литологический облик, имеют одну и ту же палеоэкологическую характеристику по фауне фораминифер. Полного тождества, конечно, нет и не может быть, так же как не может быть полного тождества в комбинации факторов внешней среды при отложении однотипных осадков в различное геологическое время. Более того, некоторые нижнесарматские глины литологически близки глинам верхнего тортон, но содержат своеобразную микрофауну. Как мы знаем, это своеобразие объясняется исчезновением многих стеногалинных форм в связи с опреснением на границе тортон и сармата и появлением новых видов (эльфидиумов, милиолид), не известных в более древних осадках. Но важно то, что экологический тип фауны фораминифер остается тем же.

Действительно, в глинах сармата мы не встретим фораминифер, которые в тортоне характеризуют, допустим, зону отложения кварцевых

песков (эльфидиумы), но обнаружим цибидесов и милиолин, которые и в тортоне свойственны глинистым осадкам. Конечно, анализируя микрофауну с различных стратиграфических уровней, мы не должны забывать об историческом процессе экогенеза, когда один и тот же вид может расширять или сужать ареал своего распространения, захватывать иные фации или оставлять их и даже менять прежний образ жизни.

Особенно важно учитывать процесс экогенеза при изучении эврифациальных видов, а также более крупных систематических единиц фораминифер.

Подведем итоги закономерности распределения палеоценозов фораминифер в типах осадков миоцена Подолии.

Осадки, образование которых происходило на небольших глубинах, в условиях достаточно энергичного гидродинамического режима, что делало грунт подвижным и незакрепленным, при обильном поступлении терригенного или детритусового материала, характеризуются палеоценозом фораминифер, среди которых резко преобладают многочисленные виды рода *Elphidium*, которому сопутствуют значительно более редкие *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Nonion subgranosus* (E g.), *N. granosus* (d'O r b.) и совсем немногочисленные *Reussella spinulosa* (R e u s s), *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h w., *Dendritina elegans* (d' O r b.), *Canalifera eichwaldi* (B o g d.), *Globulina gibba* d'O r b. и *Gl. aequalis* d'O r b. Именно такой состав микрофауны наблюдается в средне- и мелкозернистых кварцевых песках, известковистых песках, детритусовых известняках из окатанных обломков в гор. Б, кварцевых прибрежных песках и тесовых известняках гор. В, в прибрежных песках и кварцевых песках среди литотамниевых полей, в обломочных литотамниевых известняках из окатанных обломков гор. Г, в органогенно-обломочных известняках и песках нижнего сармата. В прибрежных песках тортона и особенно резко в песках сармата состав фораминифер обедняется за счет выпадения стеногалинных форм: *Asterigerina*, *Reussella*, *Valvulineria*, ряд видов *Elphidium*. Милиолиды, полиморфиниды, большинство роталиид и аномалинид, не говоря уже о касидулинидах, булимиды, спириллиниды, хлостомеллиды, лягениды, отсутствуют в подобных отложениях или же имеются исключительно в единичных, очень редких экземплярах (*Miliolina*, *Cassidulina*).

Чем более грубозернистыми становятся пески и грубообломочными — известняки из окатанного детрита, тем сильнее преобладает род *Elphidium*, но количественное богатство его создается всего несколькими эврифациальными видами. Роду *Elphidium* сопутствуют редкие экземпляры *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Asterigerina planorbis* d'O r b., *Nonion subgranosus* (E g.). В косослоистых песках палеоценоз фораминифер становится бедным, но по-прежнему доминируют эврифациальные виды *Elphidium*.

Осадки, образование которых происходило в прямо противоположных условиях, — на значительно большей глубине, при затишном гидродинамическом режиме, что исключало перемещение и перекачивание частиц грунта, при очень небольшом поступлении тонкого терригенного и детритусового материала, а иногда химического карбонатного материала, — представлены в горизонте Б темными глинами, в горизонтах В и Г — темными и белыми известковистыми глинами. В нижнем сармате к подобным осадкам относятся темные и темно-зеленые глины, белые известковистые глины, мелкозернистые химические известняки, серпулевые онкоидные известняки и отчасти мергели. Микрофауна в этих отложениях становится резко разнообразнее по родовому и видовому составу, и наибольшим извитием пользуются те фораминиферы, которые в грубокластических и детритусовых породах встречались в виде единичных форм или

совсем отсутствовали. Это относится, прежде всего, к аномалинидам — *Cibicides bogdanovi* Ser., *Cib. dorsotumidus* Ser., *C. boueanus* (d'Orb.), *Cib. dutemplei* (d'Orb.), *Cib. amphisyliensis* (Andr.), *Anomalina zbrutschiensis* Krash., к булиминидам — *Bolivina antiqua* d'Orb., *Bulimina elongata* d'Orb., *B. ovata* d'Orb., *Uvigerina pygmaea* d'Orb., *Uv. asperula* Cz., *Virgulina schreibersii* Cz., *Angulogerina angulosa* Will., *Buliminella elegantissima* (d'Orb.) и целому ряду других, нонионидам — *Nonion soldanii* (d'Orb.), *N. communis* (d'Orb.), *N. umbostelligerum* Ser., *N. artifex* Ser., к кассидулинидам — *Cassidulina margareta* Karr., *Cass. bradleyi* Ser. Большого разнообразия достигают миллиолы и роталииды: *Miliolina inflata* (d'Orb.), *M. gibba* (d'Orb.), *M. pyrula* (Karr.), *M. consobrina* (d'Orb.), *M. austriaca* (d'Orb.), *M. circularis* (Born.), *M. reussi* Bogd., *Pyrgo lunula* (d'Orb.), *P. inornata* (d'Orb.), *P. ventricosa* (Reuss), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Discorbis patellinoides* Krash., *D. squamulus* (Reuss), *Rotalia schreibersii* (d'Orb.), *R. stellifera* Pischw., *Conorbina miocenica* Krash., *Eponides haidingerii* (d'Orb.), *Ep. nanus* (Reuss), *Ep. turris* (Karr.).

Более редки, но очень характерны для глинистых осадков хилостомеллиды — *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Sphaeroidina austriaca* Reuss, спириллиниды — *Spirillina vivipara* Ehrenb., *Patellina corrugata* Will., лягениды — *Entosolenia*, *Lagena*, *Nodosaria*. Чрезвычайно многочисленны планктонные глобигеринны и орбулины. Род *Elphidium* встречен в небольшом количестве экземпляров эврифацциальных видов. В аналогичных отложениях нижнего сармата микрофауна резко обедняется за счет исчезновения стеногалинных родов и видов фораминифер (все булиминиды, хилостомеллиды, спириллиниды, кассидулиниды, многие миллиолы, нониониды, роталииды, аномалиниды).

Некоторым своеобразием отличается палеоценоз в белых известковых глинах. Наряду с обычными для глинистых осадков видами фораминифер здесь значительное развитие получает род *Elphidium*, представленный многими своими видами и очень часто занимающий по количеству экземпляров первое место. Появляется также *Asterigerina planorbis* d'Orb. Причины этого нам не ясны. Можно предполагать, что распределение фораминифер по фациям зависит не только от тех факторов биотомии, которые учитывались нами, но и от ряда других: pH морской воды и реакции в осадке (окислительной или восстановительной), содержания CaCO_3 в морской воде, кислородного напряжения, пищевого режима. Учитывать эти факторы уже несравненно труднее. Можно также предполагать, что приспособление фораминифер к подобным условиям проявляется не той или иной формой раковины, а свойствами самой протоплазмы, т. е., здесь налицо физиологическая приспособляемость.

В Подолии широко развиты породы, которые по своим литологическим признакам являются переходными между грубозернистыми песками и известняками и тонкими глинистыми илами: песчаные глины, глинистые пески, очень тонкие кварцевые пески, песчаные известняки и мергели, глинистые обломочные известняки. И палеоценозы фораминифер будут в этих осадках промежуточными, переходными между сообществами простейших в грубых терригенных и детритусовых породах, с одной стороны, и микрофауной глинистых и известковистых илов, с другой стороны. Не повторяя составов палеоценозов фораминифер из переходных осадков, укажем на некоторые характерные виды. К таким видам относятся многие роталииды — *Rotalia toltraensis* Krash., *R. magnifica* Krash., *R. stellifera* Pischw., *Eponides probatus* Krash., *Ep. umbonatus* (Reuss), *Discorbis platyomphalus* (Reuss), *D. semiorbis* (Karr.), *D. dorsodecorus* Krash., *D. basilicus* Krash., *Valvulineria marmaroschensis* Pischw., а также многие полиморфиниды и тексту-

лярии: *Globulina tuberculata* d'O r b., *Gl. aff. angusta* R e u s s, *Gl. sp. sp.*, *Guttulina austriaca* d'O r b., *G. problema* d'O r b., *Textularia sp. sp.* Отдельные экземпляры их встречаются как в глинистых, так и в грубообломочных породах, но больше всего они свойственны переходным осадкам, хотя и здесь не образуют массовых скоплений. Из нонионид очень характерны *Nonion communis* (d'O r b.), *N. praeivus* S u b b., *N. punctatus* (d'O r b.), *Nonionella ventragranosa* K r a s h. Довольно обычными видами являются *Cassidulina margareta* K a r r. и *Cibicides bogdanovi* S e r.

В литологическом ряду разнообразных органогенно-обломочных известняков соответствующие им палеоценозы меняются следующим образом.

Литотамниевые известняки из окатанных обломков водорослей (тессы), как указывалось, отлагались на мелководных участках моря, где господствовали энергичные волнения и течения, в условиях быстрого накопления детритусового материала. Среди фораминифер резко преобладает род *Elphidium*, которому сопутствуют *Asterigerina*, *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и некоторые другие единичные формы.

Литотамниевые известняки из неокатанных обломков водорослей (другая разновидность тесов) отлагались в очень близких условиях, но в данном случае движение водных масс становилось менее интенсивным, а частицы грунта делались относительно закрепленными. Палеоценоз фораминифер отличается более разнообразным видовым составом. Почти одинаковым развитием пользуются виды *Ephidium*, *Asterigerina planorbis* d'O r b. и цибидесы — *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. bogdanovi* S e r. Иногда к ним прибавляется *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w. Остальные немногочисленные формы относятся к милиолидам, *Nonion granosus* (d'O r b.), *Rotalia beccarii* (L.), *Valvulineria obtusa* (d'O r b.), *Pullenia bulloides* (d'O r b.). Именно такая микрофауна встречается в тесовых известняках из неокатанных обломков гор. Б (разрез у с. Цыковка) и в тесах гор. В.

Когда процесс накопления обломочного материала литотамний замедляется (причем сам детрит водорослей становится очень мелким, а подвижность частиц грунта также уменьшается), в палеоценозе фораминифер на первый план выходят милиолиды и аномалиниды: *Miliolina pyrula* (K a r r.), *M. selene* (K a r r.) *M. consobrina* (d'O r b.), *M. gibba* (d'O r b.), *Pyrgo lunula* (d'O r b.), *Sigmoilina sp.*, *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. bogdanovi* S e r., *Cib. boueanus* (d'O r b.) и др. Значительного разнообразия достигают и остальные члены сообщества: *Cassidulina margareta* K a r r., *Valvulineria obtusa* (d'O r b.), *Textularia sp. sp.*, *N. praeivus* S u b b. Род *Elphidium* представлен единичными особями эврифацциальных видов.

Такую микрофауну заключают мелкообломочные тесовые известняки горизонта В.

Наконец, когда принос терригенного или детритусового материала был сведен до минимума, громадное развитие получили милиолиды, которые стали породообразующими, создавая милиолидовые известняки (гор. Б). К ним прибавляются *Cibicides*, *Textularia*, *Borelis*. Преобладание милиолид и рода *Cibicides* в милиолидовых известняках сближает их палеоценоз с сообществом фораминифер в глинистых и известковых илах. Это объясняется, по-видимому, также небольшой, хотя и более значительной по сравнению с милиолидовыми известняками, скоростью накопления последних. Но прочие факторы внешней среды были неодинаковы (глубина, некоторые отличия в гидродинамическом режиме и подвижности грунта). Поэтому в милиолидовых известняках отсутствуют фораминиферы, типичные для глинистых илов: бумининиды, хилостомеллиды

лягениды, полиморфиниды, многие роталииды и ряд других форм. Нет также пелагических глобигеринид.

Оолитовые известняки, встречающиеся в горизонтах В и Г верхнего тортона, но наиболее распространенные в нижнем сармате, содержат в своем цементе очень бедную фауну фораминифер, среди которых всегда преобладает род *Elphidium*. Экземпляры *Cibicides*, *Rotalia*, *Miliolina* единичны.

Своеобразный литологический ряд пород и соответствующих им палеоценозов фораминифер характеризуют литотамниевые поля. Начинается ряд шаровыми литотамниевыми известняками, а оканчивается литотамниевыми глинами (горизонты В, Г, частично Б).

Биогермные шаровые известняки получали значительное развитие только на плотных и неподвижных грунтах, в условиях сильных течений и минимального осаждения детритусового и терригенного материала. В микрофауне наиболее распространены аномалиниды и милиолиды: *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *C. dutemplei* (d'O r b.), *C. bogdanovi* S e r., *C. pseudolopjanicus* K r a s h., *Miliolina ungeriana* (d'O r b.), *M. consobrina* (d'O r b.), *M. inflata* (d'O r b.), *M. gracilis* (K a r r.), *Pyrgo* sp., *Sigmoilina* sp., иногда также *Cassidulina margareta* K a r r., *Discorbis semiorbis* (K a r r.), *D. dorsodecorus* K r a s h. Нониониды, роталииды, текстулярии, полиморфиниды немногочисленны, а экземпляры эврифациальных видов *Elphidium* лишь единичны. Роль *Elphidium* несколько возрастает, когда в цементе шаровых известняков появляется детритусовый материал.

На более глубоководных участках (свыше 50 м), достаточно удаленных от берега, в условиях слабых движений водной массы отлагались глинистые литотамниевые известняки, а в наиболее затопленных местах — глины с отдельными комочками литотамний.

В слабо глинистых литотамниевых известняках палеоценоз фораминифер относительно обеднен; в нем обычны эврифациальные виды *Elphidium*, но также весьма развиты аномалиниды, нониониды и текстулярии: *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. bogdanovi* S e r., *Cib. boueanus* (d'O r b.), *Nonion praeius* S u b b., *Nonionella ventragranosa* K r a s h. и др. Остальные фораминиферы единичны и принадлежат видам *Discorbis*, *Pyrgo*, *Conorbina*. Единичны также пелагические глобигериниды.

В глинистых литотамниевых известняках и мергелях в палеоценозе доминируют разнообразные виды *Cibicides*: *Cib. bogdanovi* S e r., *Cib. boueanus* (d'O r b.), *Cib. dutemplei* (d'O r b.), *Cib. lobatulus* (W a l k. et J a c.), *Cib. dorsotumidus* S e r.; значительно увеличивается распространение нонионид, кассидулинид и булиминид: *Nonion soldanii* (d'O r b.), *N. communis* (d'O r b.), *Cassidulina margareta* K a r r. var. *micra* P i s c h w., *Cass. bradii* S e r., *Bulimina elongata* d'O r b., *Bolivina antiqua* d'O r b., *Angulogerina angulosa* W i l l. и др. Немногочисленны, но очень характерны милиолиды, текстулярии, полиморфиниды, хлостомеллиды, спириллиниды: *Miliolina trigonula* (L a m.), *M. inflata* (d'O r b.), *Textularia* sp. sp., *Polymorphina ovata* d'O r b., *Polymorphina* sp., *Pullenia bulloides* (d'O r b.), *Patellina corrugata* W i l l. Род *Elphidium* представлен главным образом эврифациальными видами, число экземпляров которых сколько-нибудь значительно только в известняках, но быстро сокращается при переходе к мергелям. Значительно увеличивается распространение планктонных глобигеринид.

В чисто глинистых осадках с редкими веточками литотамний микрофауна такая же, как и в обычных глинистых породах, т. е. в богатом и разнообразном палеоценозе преобладают виды *Cibicides* вместе с булиминидами, кассидулинидами, нонионидами. Еще более характерными становятся спириллиниды — *Spirillina*, *Patellina*, хлостомеллиды — *Pullenia*, *Sphe-*

roidina, лягениды — *Entosolenia*, некоторые милиолиды и роталииды — *Discorbis patellinoides* K r a s h., *Eponides haidingerii* (d'O r b.), *Ep. nanus* (R e u s s), *Valvulineria obtusa* (d'O r b.). Экземпляры *Elphidium* единичны. Пелагические глобигериниды в глинистых осадках наиболее многочисленны.

Устричниковые породы развивались в условиях минимального приноса обломочного материала, на очень небольших глубинах, при интенсивных течениях и волнениях. Субстрат на устричных банках был твердым, закрепленным. Такие породы встречаются во всех горизонтах тортона. В составе бедного палеоценоза фораминифер всегда преобладает род *Cibicides*, которому сопутствуют менее распространенные экземпляры *Elphidium*, *Nonion*, *Textularia*, а также милиолиды.

Условия образования биогермных рифовых литотамниевых известняков ясны из самого названия породы. Литотамниевые рифы служили волнорезами, о которые разбивались мощные волны. Образование пород происходило только за счет роста водорослей и мшанок; осаждения терригенного материала не происходило. Корковые формы литотамний создавали плотный и твердый субстрат. В таких условиях мог существовать крайне специфический комплекс микрофауны. Здесь выделяются две экологические группы фораминифер: одна состоит из прикрепленного *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.), раковинки которого расположены между корковыми слоями водорослей и сетками мшанок, другая — из милиолид и текстулярий, обитавших в полостях и кавернах в теле рифа, которые заполнялись шламовым материалом.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ЭКОЛОГИИ МИОЦЕНОВЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ВИДОВ *ELPHIDIUM*

Вопросы фациального распределения фораминифер в миоценовых отложениях Северного Кавказа нашли освещение в ряде статей А. К. Богдановича (1932, 1947). Им выделяются две основные ассоциации фораминифер: нонионидовая и милиолидовая.

Первая ассоциация состоит из родов *Elphidium*, *Nonion* и более редких экземпляров *Nubecularia*. Этот комплекс характеризует мелководные осадки: пески, глинистые и детритусовые пески.

Вторая ассоциация включает многочисленные милиолиды и характеризует относительно глубоководные осадки: глины, мергелистые глины, мергели. При наличии свободной связи со средиземноморским бассейном к милиолидам прибавляются лягениды, булиминиды, пелагические глобигериниды (тарханский горизонт), булиминиды и роталииды в конкском горизонте.

Наконец, переходные осадки — песчанистые глины, глины с прослоями ракушечника — содержат смешанную фауну нонионид и милиолид, к которым часто присоединяется род *Textularia*.

Картина распределения фораминифер в фациях кавказского миоцена в основных чертах близко напоминает распределение палеоценозов простейших в миоцене Подолья. Интересно, что мелководные песчанистые отложения содержат богатую микрофауну (*Elphidium*) только с нижнего сармата, т. е. со времени широкого развития *Elphidium* в миоцене Кавказа. До этого (чокракский горизонт, например) мелководные фаии бедны фораминиферами. Возможно, что слабая заселенность прибрежных участков чокракского бассейна фораминиферами объясняется тем, что в этот век не существовало (в значительном числе) форм, которые могли бы успешно жить и развиваться в неблагоприятных и специфических условиях литорали и верхней части сублиторали. Приспособленные к таким условиям по морфологии своей раковины фораминиферы (эльфидиумы) появи-

лись в миоцене Кавказа в значительном количестве лишь в низах сармата и лишь тогда захватили эти жизненные ареалы, тогда как в миоцене Подольи захват грубообломочных фаций произошел несколько ранее — в верхнем тортоне. Обитателями зон отложения песков и ракушечников в чокраке Кавказа были экземпляры *Rotalia beccarii* (L.) — вида, известного своей крайне резко выраженной эврибионтностью.

Из работ по экологии современных *Elphidium* необходимо остановиться на статье Мейерса (Myers, 1943). Выполненная на крупнейших морских биостанциях Вудс-Холла (Калифорния) и Плимута (Англия), эта работа отличается тщательными и точными наблюдениями над фораминиферами не только в естественной обстановке, но и в условиях аквариумов. Мейерс рассматривает влияние на *Elphidium crispum* (L.) таких факторов внешней среды, как субстрат, приливно-отливные движения, температура, соленость, турбулентность течения, pH морской воды и ряд других. Многие из этих факторов, а также биотические факторы не находят своего отражения в ископаемой среде.

С точки зрения Мейерса, наиболее существенными факторами являются характер субстрата и гидродинамическая активность водных масс. Наблюдения по тихоокеанскому побережью Калифорнии, в Плимутской лагуне, на севере Средиземного моря и в западной части Явского моря привели его к выводу, что наиболее часто *Elphidium crispum* (L.) встречается на дне, состоящем из песка или смеси грубого песка и обломков раковин. Линзовидная раковина его располагается перпендикулярно к поверхности дна, а расходящиеся во все стороны протоплазматические псевдоподии тесно связаны с песчаным грунтом, чтобы помешать раковине быть оторванной во время волнений и приливно-отливных движений воды.

Исследуя при помощи специального ковша поверхность песчаных грунтов до и после сильных осенне-зимних штормов в верхней части сублиторальной зоны, Мейерс нашел, что после штормов на поверхности песка остается в среднем 20% экземпляров фораминифер. Следовательно, 80% количества фораминифер уничтожаются движением водной массы и перемещением частиц песчаного грунта, а также засыпаются песком. Чтобы существовать в таких условиях, раковины фораминифер должны быть достаточно прочными, а сами простейшие — достаточно «подвижными», чтобы избежать засыпания их песком. Род *Elphidium* удовлетворяет этим требованиям. Мы уже знаем из предыдущего, что раковина *Elphidium* чрезвычайно прочна благодаря наличию в ее стенке трубчатых септальных мостиков. Но эльфидиумы являются и очень «подвижными» микроорганизмами. Доказывается это очень простым, но, как нам кажется, чрезвычайно важным опытом Мейерса. Этот исследователь засыпал раковинки живых эльфидиум слоем песка различной толщины. Когда слой не превышал 1 см, микроорганизмы были в состоянии выползти из песка. Если же слой превышал эту мощность, то «толща» песка оказывалась непробиваемой для особей рода *Elphidium* и фораминиферы погибали из-за недостаточного доступа кислорода, что обнаруживалось по голубовато-черной пленке сульфидов внутри раковины или по наличию мельчайших кристалликов пирита. Мейерс не проводил подобных опытов с другими родами фораминифер, но мы логически можем себе представить, что линзовидная, обтекаемой формы раковина *Elphidium* встречает гораздо меньше механического сопротивления осадка при выползании из песка и потому гораздо лучше приспособлена к условиям терригенных и детритусовых грунтов, чем раковины со спирально-винтовым навиванием (булиминиды), трохонидные раковины многих роталиид, аномалинид, раковины с альтернативным расположением камер кассидулинид, колпачкообразные раковины родов *Asterigerina*, *Patellina* и т. д. Что касается миллиолид, то их

раковины по своей форме также крайне слабо приспособлены к выползанию из песка. Вдобавок они, по-видимому, не имеют той мощной сети псевдоподий, которые играют роль локомоторных органелл и за счет сокращения которых происходит передвижение микроорганизмов. Ведь раковины миллиолид являются непрободенными, и единственным местом для выхода пучков псевдоподий у них служит устье.

Температура, в условиях которой, по данным Мейерса, успешно развивается *Elphidium crispum* (L.), колеблется в широких пределах: от 7° в заливах Гренландии до 30° в Красном и Явском морях (имеются в виду средние поверхностные температуры моря летних месяцев). В пределах небольшого региона температура не оказывает существенного влияния на распределение фораминифер.

В значительных пределах колеблется и допустимое для этого вида отклонение солености от нормальной. В опресненных частях Плимутской лагуны *Elphidium crispum* (L.) выдерживает соленость 19,5‰; при выпаривании воды в аквариуме он отпадает от стенок аквариума при солености, равной 48,0‰.

Для большинства организмов значительные изменения концентрации водородного иона в морской воде (pH) губительны. Но *Elphidium crispum* (L.) выдерживает колебания pH = 7,3 — 9,5.

Относительно слабо реагирует рассматриваемый вид на изменения мутности, освещенности, кислородного напряжения морской воды. Все это говорит в пользу того, что *Elphidium crispum* (L.) действительно является эврибионтным видом, как это было показано и на ископаемом материале.

Наши крайне ограниченные наблюдения над микрофауной в Белом море показали очень пестрое расположение биоценозов фораминифер в условиях наиболее мелководной полосы сублиторали (от уровня низкого отлива до глубины 10 — 12 м).

В самой верхней зоне сублиторали большим распространением пользуются очень грубые, крупно- и разноразмерные пески с отдельными галечками размером до 0,5 — 1,0 см. Песчинки и галечки образовались в результате разрушения прибрежных гранитов и кристаллических сланцев; обычно они плохо окатаны, угловаты, реже округлены. Илистых (глинистых) частиц в песках нет совершенно. Такие грунты чрезвычайно неблагоприятны для обитания фораминифер. Немногочисленные находки принадлежат *Elphidium longipontis* Sts ch., *Elph. göesi* Sts ch.; очень редко встречаются *Miliammina fusca* (B r a d y) и *Eponides karsteni* (R e u s s).

На таких же незначительных глубинах встречается несравненно более разнообразный комплекс фораминифер, если грунт состоит из мелко- и среднезернистого песка с заметной примесью илистого материала. Резко преобладают эльфидииды: *Elph. longipontis* Sts ch., *Elph. göesi* Sts ch., *Elph. incertum* (W ill.). Следующее место по количеству экземпляров занимают нониониды — *Nonion orbiculare* (B r a d y), *N. stelligerum* (d'O r b.), *Nonion* sp., *N. depressulum* (W a l k. et J a c.), значительно уступая эльфидидам. Немногочисленны миллиолиды — *Miliammina fusca* (B r a d y) и роталииды — *Eponides karsteni* (R e u s s), *Ep. wrightii* (B r a d y), совсем единичны *Verneuilina advena* C u s h., *Trochammina fissuraperta* Sts ch. и полиморфиниды — *Guttulina lactea* (W a l k. et J a c.).

На глинистых и сильно глинистых песках, встречающихся в отдельные бухточках изрезанного берега, обитает уже иной комплекс фораминифер. Весьма значительную часть его составляют аномалиниды — *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и роталииды — *Eponides karsteni* (R e u s s) и *Ep. wrightii* (B r a d y), а также песчаные фораминиферы — *Verneui-*

lina advena C u s h m., *Ammobaculites cassis* (P a r k.), *Reophax curtus* C u s h m., *Trochammina rotaliformis* (W r.), *Tr. fissuraperta* S t s c h. Чрезвычайно характерны миллиолиты — *Miliolina seminulum* (L.), *Miliolina* sp., *Miliammina fusca* (B r a d y) и полиморфиниды — *Guttulina lactea* (W a l k. et J a c.) и *Polymorphina* sp. Те или иные виды *Elphidium* и *Nonion* встречаются во всех образцах грунта, но их «удельный вес» в биоценозе фораминифер несравненно меньше, чем в предыдущем случае. Но-ниониды здесь обычно несколько преобладают над эльфидидами.

На глинистых песках мидиевых банок, зараженных сероводородом вследствие разложения мягкого тела мидий, обитает чрезвычайно обедненный биоценоз фораминифер. Конечно, на мелких глубинах верхней части сублиторали водные массы перемешиваются достаточно энергично и сероводород быстро удаляется. Тем не менее самый придонный слой воды, несомненно, заражен им. Иногда запах сероводорода при приближении к литоральным мидиевым банкам чувствуется за 20 — 30 м. Из фораминифер относительно часто встречается эврибионтный *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.) и иногда — *Miliammina fusca* (B r a d y). Единичны и случайны *Elphidium longipontis* S t s c h., *Elph. (?) incertum* (W i l l.), *Eponides karsteni* (R e u s s). Раковинки всех фораминифер обладают тонкой стенкой и очень невелики. На внутренних стенках последних камер часто можно наблюдать блестящие пленки сульфидов. Эти пленки, безусловно, могли возникнуть только при восстановительном режиме среды обитания (и захоронения).

Наконец, там, где рыхлые осадки сменяются сильными приливно-отливными течениями и обнажается твердый, скалистый субстрат, иногда покрытый розовыми корками литотамний, обитают прикрепленные *Cibicides lobatulus* (W a l k. et J a c.). Раковинки этого вида, прикрепленные к гальке, водорослям, скелетным частям различных организмов, отмечаются в районе Белого моря З. Г. Щедриной (1948).

В полосе литорали встречаются те же комплексы фораминифер, но количество экземпляров с одинаковой по размеру площади грунта значительно меньшее, а некоторые виды совсем отсутствуют. Нужно полагать, что, если бы мы имели возможность исследовать детально верхнюю часть сублиторали и тем более сублитораль. глубже 7—10 м, то пестрота биоценозов фораминифер значительно увеличилась бы. Приведенный материал показывает, что распределение фораминифер в Белом море (эльфидумы, цибидидесы) очень близко к их распределению в миоценовых осадках Подолии.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ВИДОВ РОДА *ELPHIDIUM*

Палеоэкология отдельных видов рода *Elphidium* выяснена нами значительно менее подробно, чем палеоэкология самого рода. Частично это связано с дефектами полевых исследований: образцы рыхлых осадков брались мощностью в несколько сантиметров. И хотя литологический состав осадков как будто остается неизменным по вертикали, среди фораминифер можно было встретить 2—3, часто 5—6 и до 8 видов рода *Elphidium*, которые принадлежали различным прижизненным биоценозам простейших. Отсюда невозможность делать выводы об особенностях палеоэкологии каждого из видов *Elphidium*. Следовательно, при изучении палеоэкологии видов фораминифер требуется гораздо большая тщательность и, прежде всего, образцы нужно брать из очень тонких сантиметровых прослоев пород. Но изучение экологии видов *Elphidium* на ископаемом материале сложно уже в своей основе. Судя по тому, что литологический состав осадка существенно не меняется, а экологический подбор видов *Elphidium* становится иным, можно думать, что на распределение

видов *Elphidium* большое влияние оказывают биотические и абиотические факторы, которые не находят или почти не находят отражения в «ископаемой» среде — осадке.

С точки зрения палеоэкологии все виды рода *Elphidium* следует разделить на две группы: к первой относятся эврибионтные виды, встречающиеся почти во всех фациях миоцена Подольи, хотя и в неодинаковых количествах, ко второй группе принадлежат стенобионтные виды, которые распространены более узко и характеризуют отдельные фации подольского миоцена.

К эврифаціальным видам относятся только четыре вида *Elphidium*: *Elph. macellum* (F i c h t. et M o l l), *Elph. crispum* (L.), *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), *Elph. aculeatum* (d'O r b.), т. е. основная масса видов этого рода ограничена в своем распространении более узкими рамками и относится к стенофаціальным видам.

Каждый из четырех эврифаціальных видов характеризуется следующими важными признаками. Первый признак — достаточно широкое развитие почти во всех фациях тортона и сармата. Второй признак — резко выраженная внутривидовая изменчивость. Наконец, третий признак — продолжительность существования в истории Земли.

Действительно, появление *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l l) относится к аквитанскому ярусу, а *Elph. crispum* (L.) — к гельветскому ярусу; в современных морях и океанах они пользуются почти всеветным распространением. В аквитанском ярусе появляется и *Elph. fichtellianum* (d'O r b.), находки его раковин многочисленны до плиоцена включительно, а по данным Кэшмена, вид продолжает существовать в водах Средиземного моря. *Elph. aculeatum* (d'O r b.) обнаружен впервые в низах II средиземноморского яруса; самыми молодыми осадками, где встречены его раковины, являются плейстоценовые отложения Сицилии.

Стенофаціальные виды *Elphidium* характеризуются, помимо приуроченности к определенным фациям, небольшой внутривидовой изменчивостью и узким стратиграфическим распространением.

Эври- и стенофаціальные виды *Elphidium* рассматриваются нами в специальной статье, поэтому здесь отметим лишь, что первые наиболее многочисленны в грубых и среднезернистых песках, в органогенно-обломочных известняках из окатанных обломков, в меньшем количестве встречаются в мелкозернистых и глинистых песках, в тесовых известняках из неокатанных обломков, шаровых литотамниевых известняках, сильно глинистых известняках, глинах и устричниках. Стенофаціальные виды получают наибольшее развитие в мелко- и среднезернистых песках, глинистых и известковистых песках, в средне- и мелкообломочных тесах из окатанных обломков и отчасти в слабо глинистых литотамниевых известняках. Среди них по особенностям палеоэкологии можно выделить три группы.

К первой группе относятся виды, появившиеся в основании верхнего тортона: *Elphidium ungeri* (R e u s s), *Elph. joukovi* S e r., *Elph. microelegans* S e r., *Elph. hauerinum* (d'O r b.), *Elph. ligatum* sp. nov., *Elph. multacamerum* sp. nov., *Elph. latusovum* sp. nov., *Elph. listeri* (d'O r b.), *Elph. ukrainicum* sp. nov. Все они встречаются в мелко- и среднезернистых песках и детритусовых породах; в глинистых и известковистых породах обнаружены лишь единичные их представители, причем большинство находок приурочено к самому верхнему горизонту (гор. Г) тортона.

Ко второй группе принадлежат *Elph. regina* (d'O r b.), *Elph. josephina* (d'O r b.), *Elph. echinus* S e r., *Elph. mirandum* sp. nov., *Elph. ferrentegratum* sp. nov., которые появляются в верхах верхнего тортона. Эти виды встречаются преимущественно в мелкозернистых песчаных по-

родах, но довольно часто приурочены и к более тонкокластическим песчано-глинистым и глинисто-детритусовым осадкам.

К третьей группе относится *Elphidium inclarum* sp. nov.; тонкостенные, изящные раковинки его встречены только в белых известковистых глинах.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР ПО ФАЦИЯМ

Состав палеоценозов фораминифер определяется комплексом биотических и абиотических факторов. Часть из них не находит отражения в «ископаемой среде», некоторые могут быть не отмечены при недостаточно тщательных полевых наблюдениях. Поэтому, пытаясь объяснить распределение фораминифер факторами внешней среды, мы заведомо схематизируем действительность. Но те факторы, которые запечатлены в облике фации, являются наиболее важными, основными, и анализ их позволяет наметить связи, которые существуют между фораминиферами и средой их обитания.

К основным факторам биомнии следует относить гидродинамическую активность водных масс, характер субстрата, скорость накопления осадков, глубину бассейна, соленость и температуру морской воды, газовый режим придонных слоев воды. Некоторые из этих факторов настолько тесно взаимосвязаны, что отделять их друг от друга невозможно. Поэтому-то так трудно установить характер влияния каждого из факторов в отдельности, и методически это не совсем правильно. Один и тот же комплекс факторов может вызывать существование различных палеоценозов фораминифер, так как «удельный вес» факторов в данном комплексе может меняться, что вызывает дополнительные трудности при анализе отношений микроорганизмов и среды обитания.

Характер субстрата имеет первостепенное значение, хотя литологический его состав в некоторых случаях не оказывает заметного влияния на распределение фораминифер (например, в одинаковых по размеру обломков песчаниках и известняках содержится одинаковый комплекс фораминифер). Резко выделяются плотный и твердый типы субстрата и грунт из рыхлых осадков. Первый стимулирует развитие прикрепленных форм (некоторые цибидесы и нубекулярии на литотамниевых рифах, серпулевых онкопах, устричниках) и форм, боящихся быть засыпанными рыхлым осадком (милиолиды и цибидесы в шаровых литотамниевых известняках). Влияние рыхлого грунта сказывается в механическом поведении осадка во время его отложения. На грубозернистых подвижных и незакрепленных грунтах поселяются формы, не боящиеся быть засыпанными осадком и разрушенными движениями его частиц (эльфидиумы на песчаных грунтах, в литотамниевых известняках из окатанных обломков). Там, где частицы грунта неподвижны или почти неподвижны, микрофауна иная (цибидесы, булимиды, роталиды, милиолиды и т. д. в разнообразных глинистых породах, литотамниевых обломочных известняках из неокатанных частиц).

Гидродинамический режим водных масс оказывает на распределение фораминифер и косвенное, и прямое влияние. Первое из них проявляется в подвижности рыхлых грунтов в зоне энергичной волноприбойной деятельности, в ослаблении течений, когда начинал выпадать в осадок тонкокластический материал (зона литотамниевых полей). Прямое воздействие сказывается в развитии прикрепленных форм, когда волноприбойные движения очень сильны (литотамниевые рифы, устричные банки); в развитии милиолд, текстулярий и т. д., когда эти движения резко ослабевают (наверны в теле рифа) или носят характер течений (литотамниевые поля). Совершенно иной комплекс фораминифер (булимиды, нониониды, ано-

малиниды и др.) существует в условиях затопного гидродинамического режима.

Несомненно, одним из самых важных факторов распределения фораминифер является скорость накопления осадков. Если отложение терригенного или образование детритусового материала происходит слишком быстрыми темпами, фораминиферы будут просто погребены в них, так как мы можем предположить только у некоторых родов способность успешно бороться с этим неблагоприятным фактором (по типу рода *Elphidium*). Но вместе с тем этот фактор очень трудно учесть с необходимой точностью, так как неизвестны подлинная скорость отложения осадка в каждом конкретном случае и степень подвижности разных видов. Приходится сравнивать мощности синхроничных пластов и на основании различий в составе микрофауны делать выводы о влиянии рассматриваемого фактора на распределение фораминифер.

Фактор глубины стоит в тесной связи с гидродинамической активностью водных масс и характером осадка. Поэтому его воздействие в «чистом» виде выделить трудно. Но можно, например, отметить, что микрофауна зоны глинистых илов или глинистых отложений среди литотамниевых полей более разнообразна, чем в глинистых осадках, которые залегают отдельными пятнами среди песков и отлагались на меньших глубинах. В последних отсутствуют многие булимиды, нониониды, хилостомеллиды, спириллиниды, в значительной мере милиолиды. Мелководные глинистые отложения содержат также небольшое количество глобигеринид. Так как эти простейшие ведут планктонный образ жизни, то мы вправе сделать вывод о том, что они предпочитали области, достаточно удаленные от морского побережья.

Важнейшим фактором биотомии является соленость морского бассейна. Понижение ее в прибрежных частях тортонского моря и резкое изменение при переходе к нижнему сармату вызывают самые существенные изменения в составе микрофауны.

Нарушение нормального газового режима (пониженное содержание кислорода, появление сероводорода) крайне неблагоприятно отражается на фораминиферах, вызывая гибель большинства и сохранение только наиболее эврибионтных форм (пример мидиевых банок в Белом море, темные глины нижнего сармата).

Температура также имеет очень большое значение для распределения фораминифер, но, по-видимому, для распределения в мировом масштабе, а не в пределах одного эпиконтинентального бассейна, если этот бассейн не отличается широким диапазоном изменений глубин. Верхнетортонское и нижнесарматское моря были эпиконтинентальными мелководными морями, и в них на различных участках значительных различий в температуре не существовало. Поэтому мы не обращались к фактору температуры при рассмотрении палеоценозов фораминифер в каждом из горизонтов миоцена Подолии. Если взять комплекс фораминифер в целом, сразу же бросается в глаза почти полное отсутствие примитивных агглютинированных фораминифер, относящихся к семействам *Astrorhizidae*, *Rhizamminidae*, *Saccamminidae*, *Hyperamminidae*, *Ammodiscidae*. Хорошо известно, что в современных морях и океанах представители этих семейств являются типичными обитателями сублиторальной полосы бореальных бассейнов или же существуют на очень больших глубинах в морях умеренного и тропического климата, где температура придонных слоев воды чрезвычайно низка. С полным основанием можно предположить, что и в миоценовое время распределение песчаных и известковых фораминифер подчинялось этому правилу. В миоценовых отложениях Подолии агглютинированные формы (исключая текстуляриид) отсутствуют потому, что в миоценовом бассейне, располагавшемся на территории Подолии, не существо-

вало батальных и абиссальных глубин, температура же морской воды была достаточно высокой, что не позволяло песчаным фораминиферам обитать на небольших глубинах. Мы вправе предполагать наличие высокой температуры морской воды, так как известно, что на территории Подолии в миоценовое время господствовал субтропический климат. Агглютинированные формы (вместе с лягепидами) появляются в миоценовых отложениях Предкарпатского краевого прогиба, где, возможно, находились более глубоководные зоны.

В заключение хочется отметить, что изучение экологии фораминифер представляет большие трудности. Трудно установить палеоценозы простейших, еще труднее — влияние факторов внешней среды, которые обуславливают закономерность в распределении фораминифер по фациям. Но тем не менее этот вопрос представляет большой интерес и может получить большое практическое значение. Наша работа представляет лишь одну из попыток приблизиться к решению вопроса, тем более что основным объектом исследования являлся только род *Elphidium*. Когда в микропалеонтологических работах экология фораминифер получит гораздо большее освещение, перед нами откроется интереснейшая страница из жизни этих микроорганизмов, совмещающих сложное в простом.

Приложение

ТАБЛИЦЫ ЭЛЬФИДИИД МНОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОДОЛИИ

Т а б л и ц а 1

- 1— *Elphidium crispum* (L.). Украина (Подолія, дер. Врублевцы), верхний тортон (средний миоцен). 1, а — вид сбоку; $\times 40$; 1, б — вид с устьевой стороны; $\times 40$; 1, в — поперечное сечение; $\times 40$; 1, г — осевое сечение; хорошо видны септальные мостики; $\times 80$;
- 2— *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.). Украина (Подолія, Новая Гута), верхний тортон (средний миоцен). Поперечное сечение; $\times 80$.

Т а б л и ц а 2

- 2— *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.). Украина (Подолія, дер. Еленовка), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$;
- 1, а — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой стороны;
- 2— *Elphidium fichtellianum* (d'Ogb.). Украина (Подолія, Смотрич), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, а — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой стороны; 2, в — осевое сечение.

Т а б л и ц а 3

- 1— *Elphidium fichtellianum* (d'Ogb.). Украина (Подолія, Смотрич), верхний тортон (средний миоцен). Осевое сечение; $\times 80$;
- 1— *Elphidium aculeatum* (d'Ogb.). Украина (Подолія, дер. Еленовка), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, а — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности; 2, в — поперечное сечение; 2, г, 2, д — осевые сечения;
- 2— *Elphidium regina* (d'Ogb.). Украина (Подолія, дер. Маково), нижний сармат; $\times 40$; 3, а — вид сбоку; 3, б — вид с устьевой поверхности.

Т а б л и ц а 4

- 1— *Elphidium josephina* (d'Ogb.). Украина (Подолія, дер. Еленовка), нижний сармат; $\times 80$; 1, а — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой поверхности; 1, в и 1, г — поперечные сечения;
- 2— *Elphidium echinus* Segova. Украина (Подолія, г. Гусятин), бугловский горизонт нижнего сармата; $\times 80$; 2, а — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой стороны. 2, в — осевое сечение; 2, г, 2, д — поперечные сечения;
- 3— *Elphidium joukovi* Segova. Украина (Подолія, дер. Миньковцы), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 3, а — вид сбоку; 3, б — вид с устьевой поверхности.

Т а б л и ц а 5

- 1 — *Elphidium joukovi* S e r o v a. Украина (Подолія, дер. Врублевцы), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 1, a — поперечное сечение; 1, б — осевое сечение;
- 2 — *Elphidium microelegans* S e r o v a. (Подолія, Новая Гута, г. Гусятин), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, a — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности; 2, в — осевое сечение; 2, г, 2, д — поперечные сечения;
- 3 — *Elphidium ungeri* (R e u s s). Украина (Подолія, дер. Цыковка), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 3, a — вид сбоку; 3, б — вид с устьевой поверхности.
- 4 — *Elphidium hauerinum* (d' O r b.). Украина (Подолія, г. Гусятин), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 4, a — вид сбоку; 4, б — вид с устьевой поверхности; 4, в — поперечное сечение; 4, г — осевое сечение.

Т а б л и ц а 6

- 1 — *Elphidium antonina* (d' O r b.). Украина (Подолія, дер. Цыковка), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 1, a — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой поверхности;
- 2 — *Elphidium listeri* (d' O r b.). Украина (Подолія, дер. Княжполь, дер. Маково, г. Тес), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, a — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности; 2, в — осевое сечение; 2, г — поперечное сечение.

Т а б л и ц а 7

- 1 — *Elphidium ligatum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Цыковка), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 1, a — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой поверхности; 1, в — поперечное сечение; 1, г и 1, д — осевые сечения;
- 2 — *Elphidium angulatum* (E g.). Украина (Подолія, Новая Гута), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, a — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности.

Т а б л и ц а 8

- 1 — *Elphidium ligatum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Блещаниновка), верхний тортон (средний миоцен); поперечное сечение; $\times 80$;
- 2 — *Elphidium stellans* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Приворотье), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, a — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности; 2, в — осевое сечение; 2, г — поперечное сечение;
- 3 — *Elphidium ferrentegratum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Миньковцы), бугловский горизонт нижнего сармата; $\times 80$; 3, a — вид сбоку; 3, б — вид с устьевой поверхности.

Т а б л и ц а 9

- 1 — *Elphidium multacamerum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Станиславовка), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 1, a — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой поверхности; 1, в — поперечное сечение; 1, г — осевое сечение;
- 2 — *Elphidium inclarium* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Китай-город), бугловский горизонт нижнего сармата; $\times 80$; 2, a — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности; 2, в — поперечное сечение.

Т а б л и ц а 10

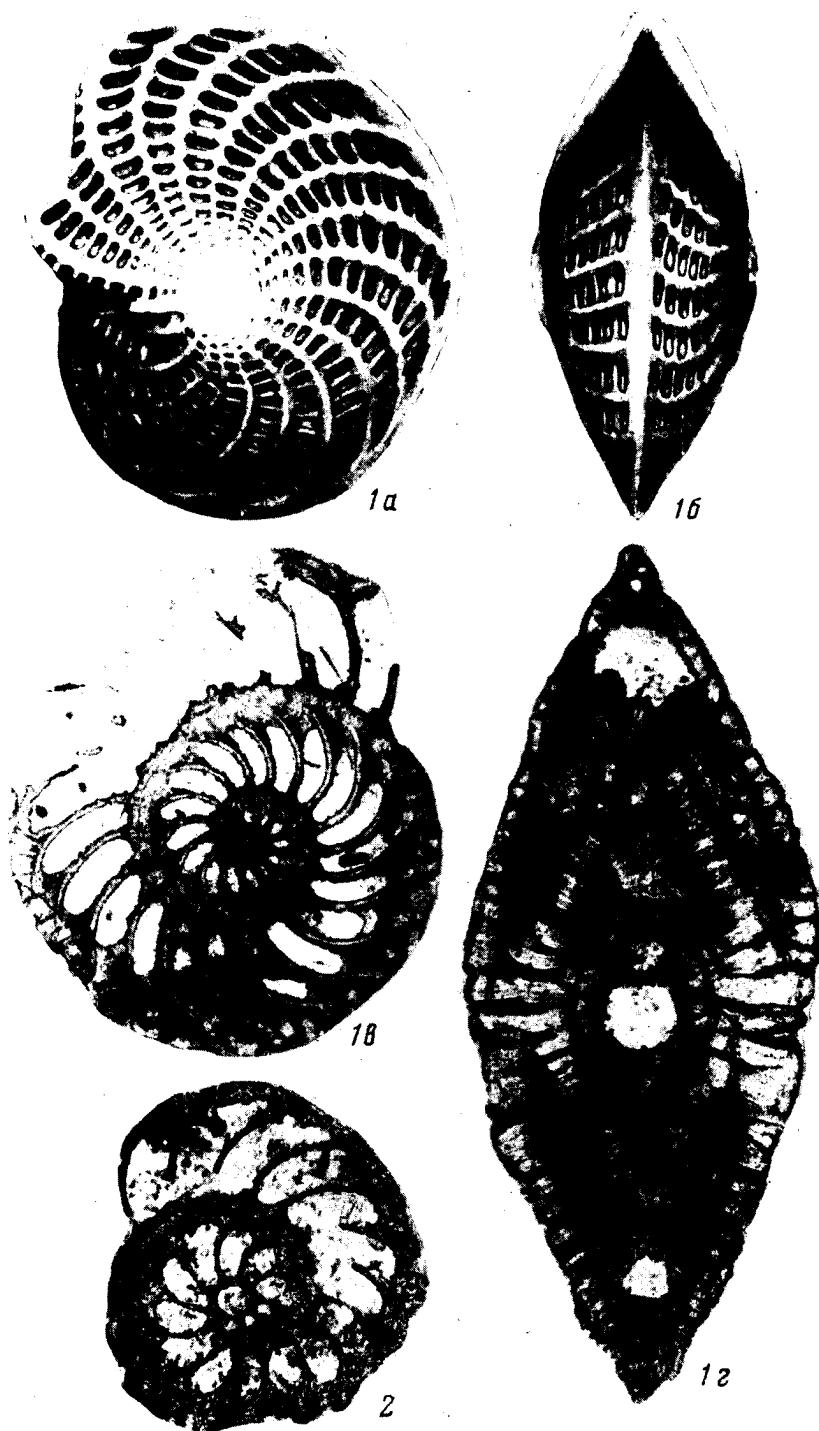
- 1 — *Elphidium latusorum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Цыковка), верхний тортон; $\times 80$; 1, a — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой поверхности; 1, в 1, г — осевые сечения.

2 — *Elphidium mirandum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Врублевцы), бугловский горизонт нижнего сармата; $\times 80$; 2, а — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности.

Т а б л и ц а 11

- 1 — *Elphidium ukrainicum* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Карачковцы), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 1, а — вид сбоку; 1, б — вид с устьевой поверхности;
- 2 — *Canalifera eichwaldi* (B o g d.). Украина (Подолія, Новая Гута), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 2, а — вид сбоку; 2, б — вид с устьевой поверхности; 2, в — поперечное сечение;
- 3 — *Canalifera clara* sp. nov. Украина (Подолія, дер. Колумбаевцы), верхний тортон (средний миоцен); $\times 80$; 3, а — вид сбоку; 3, б — поперечное сечение; 3, в — вид с устьевой поверхности.
-

Таблица 1



Труды ГИН, вып. 21

Таблица 2

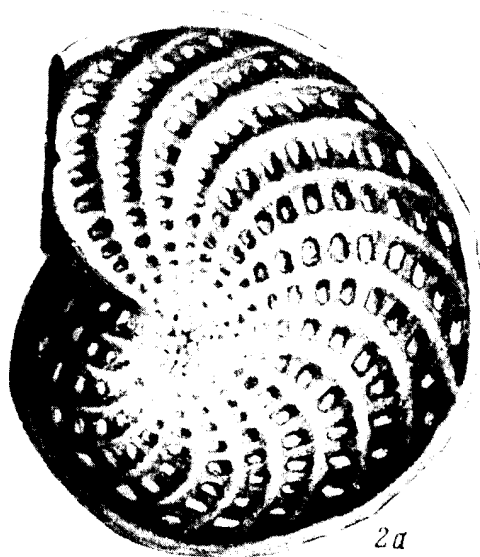
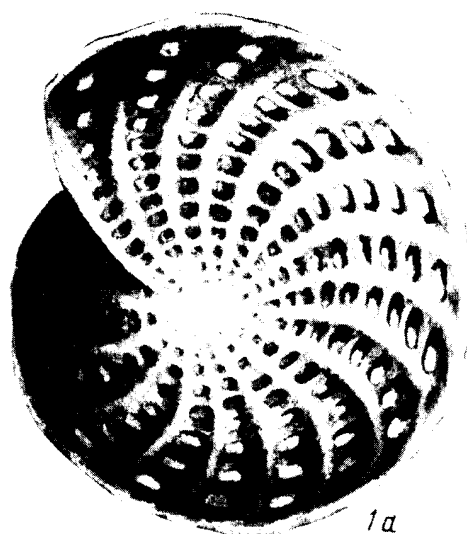


Таблица 3

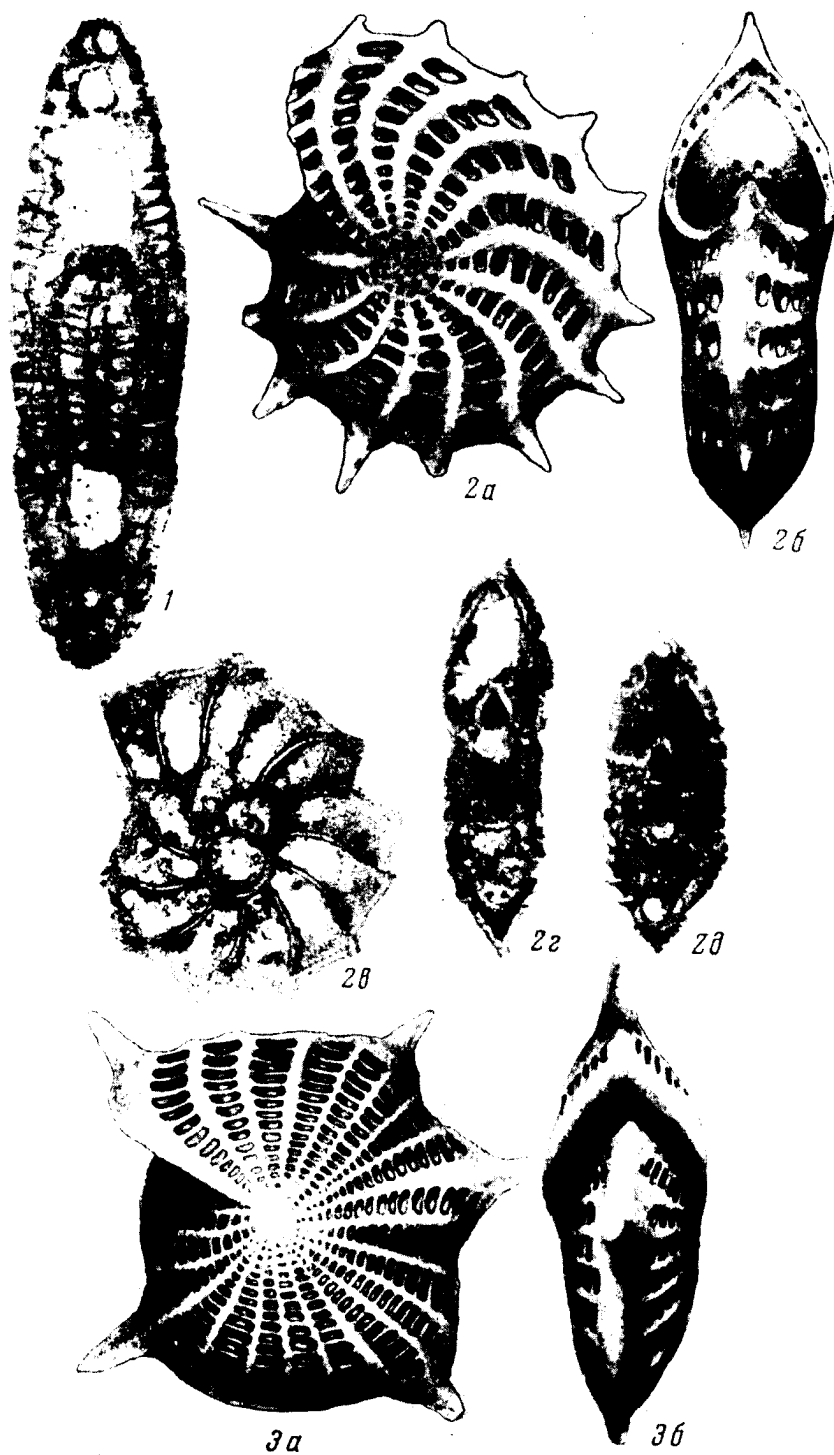


Таблица 4

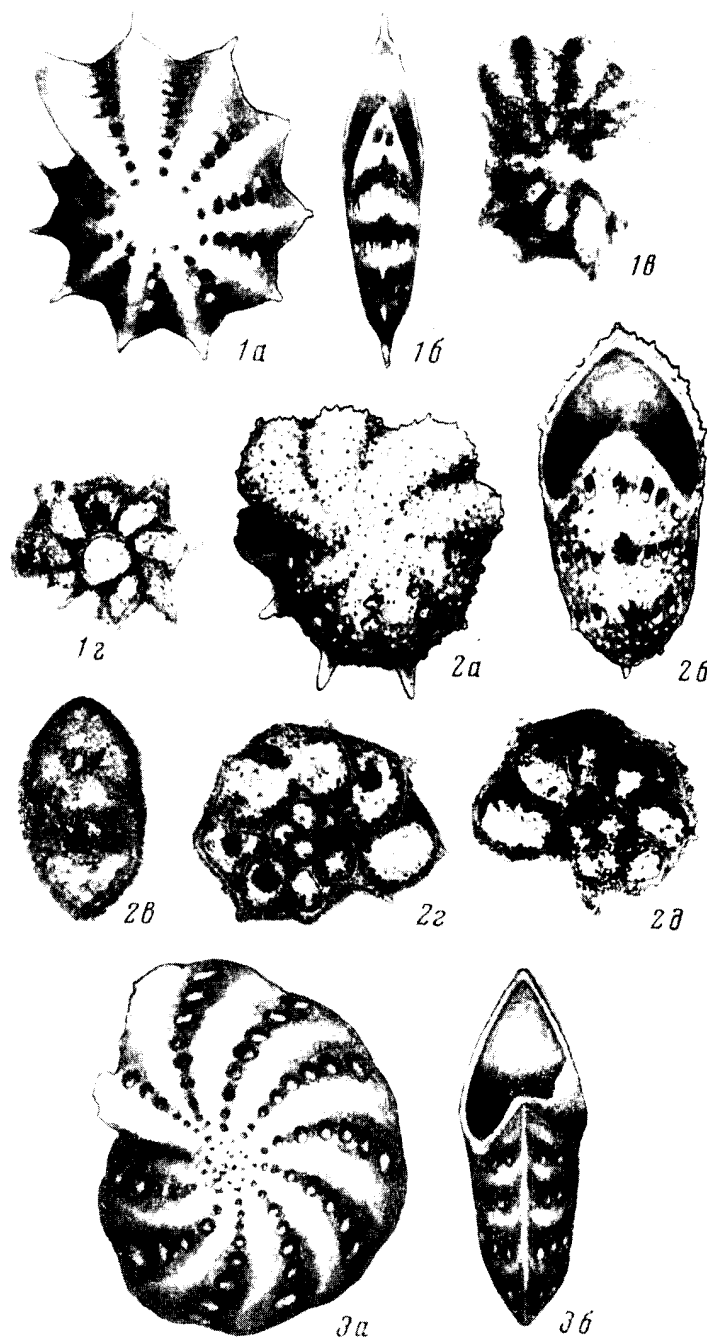


Таблица 5

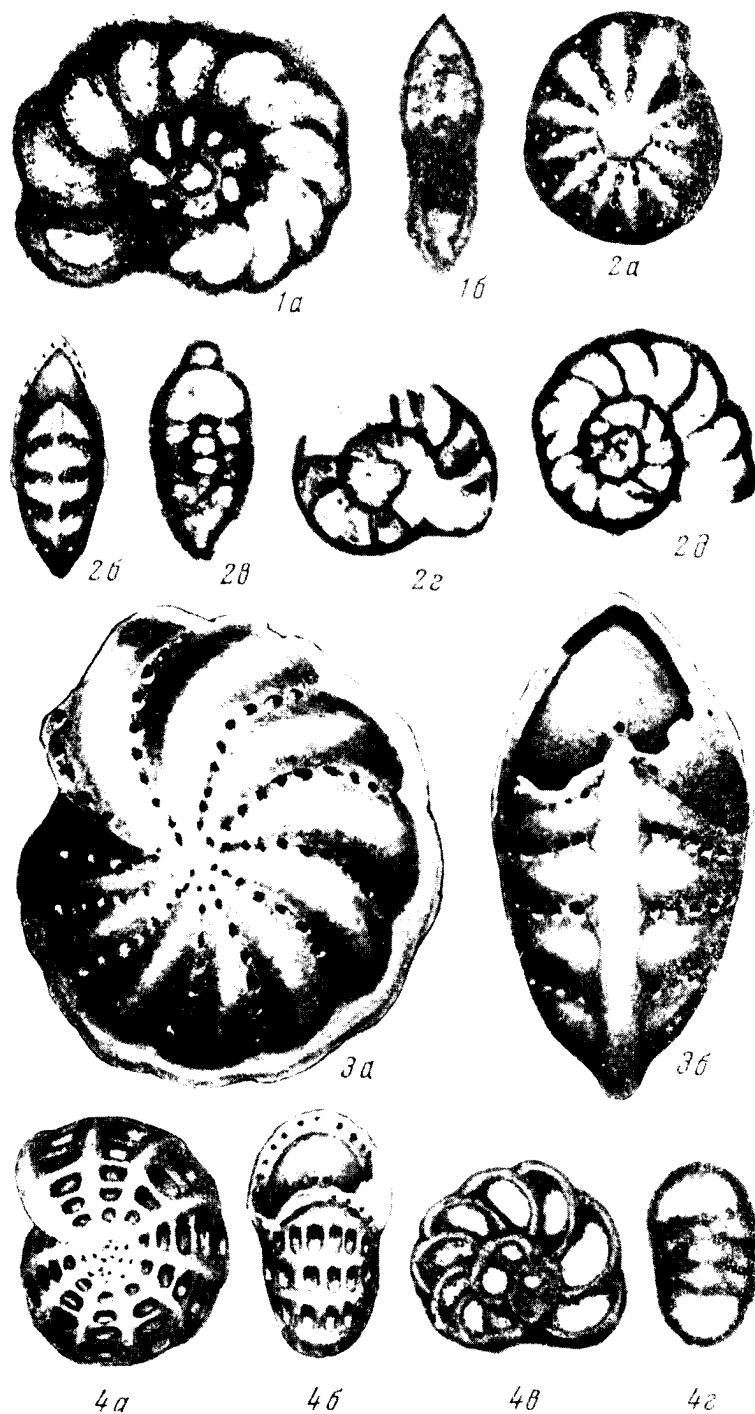


Таблица 6

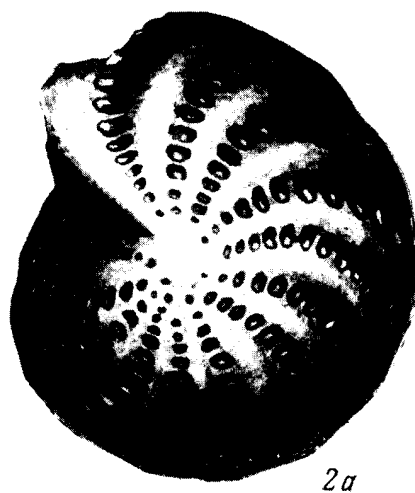


Таблица 7

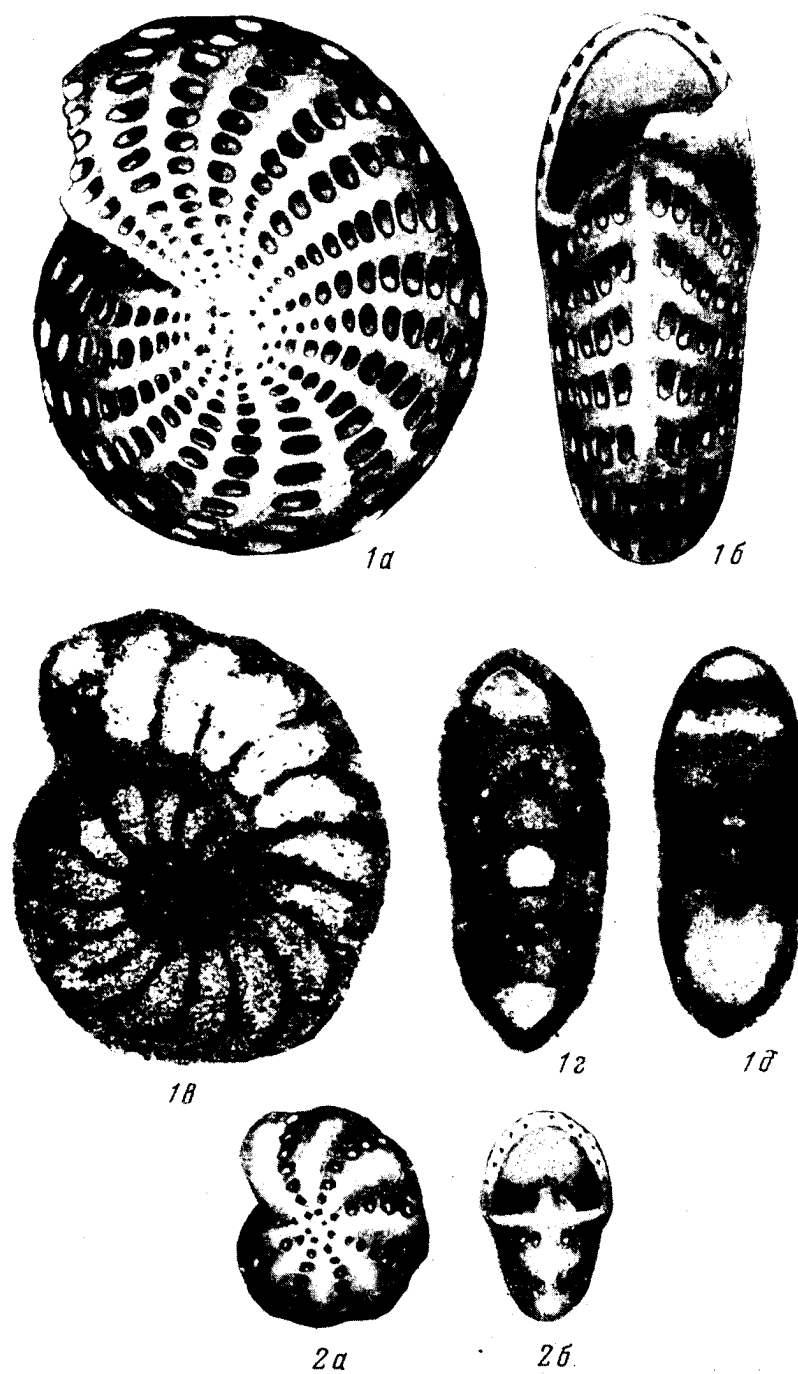


Таблица 8

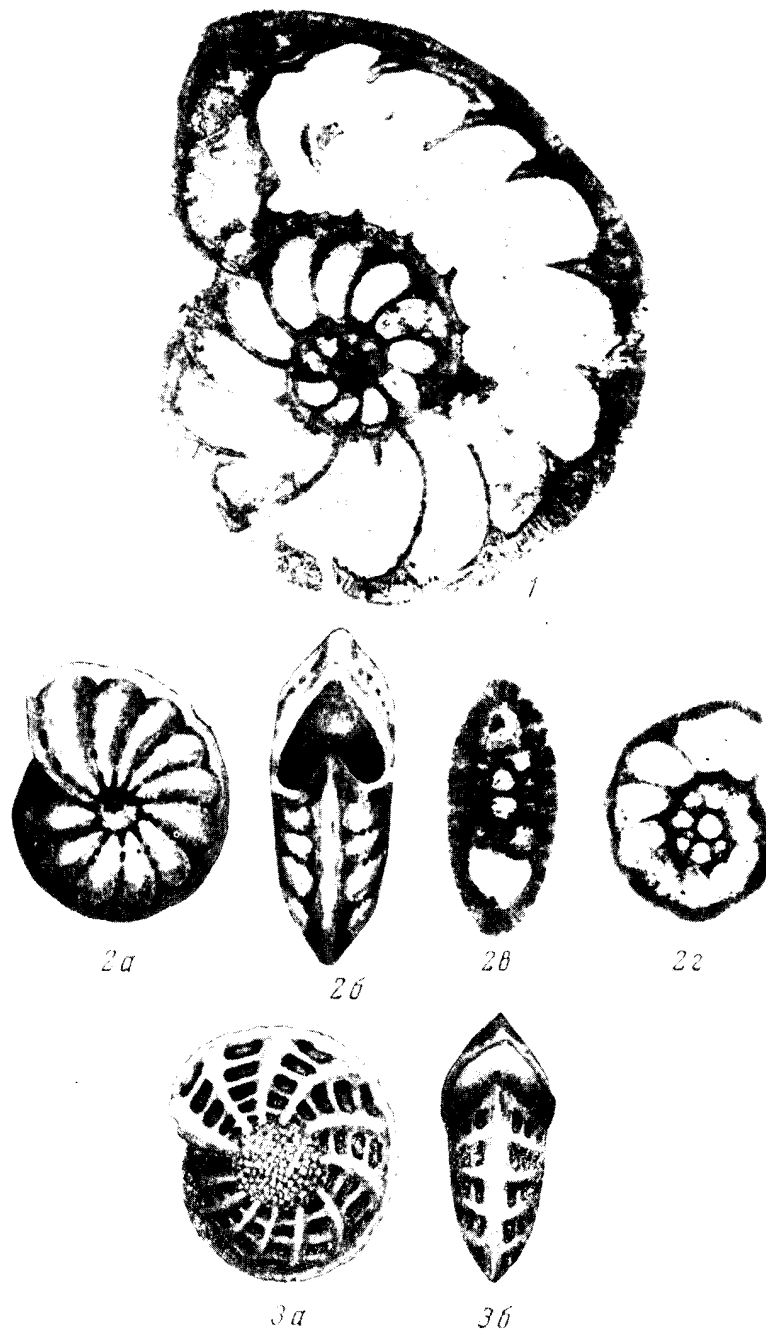


Таблица 9

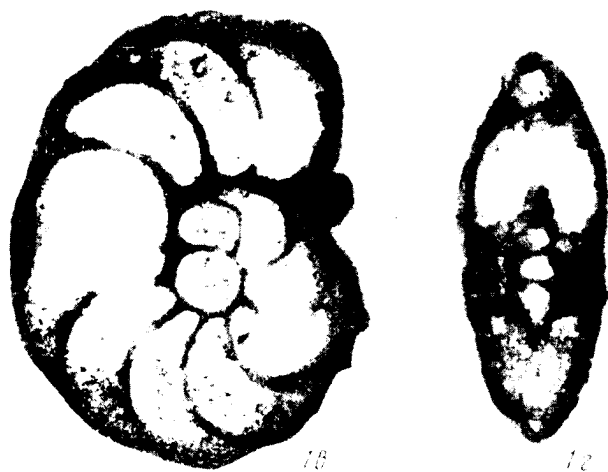
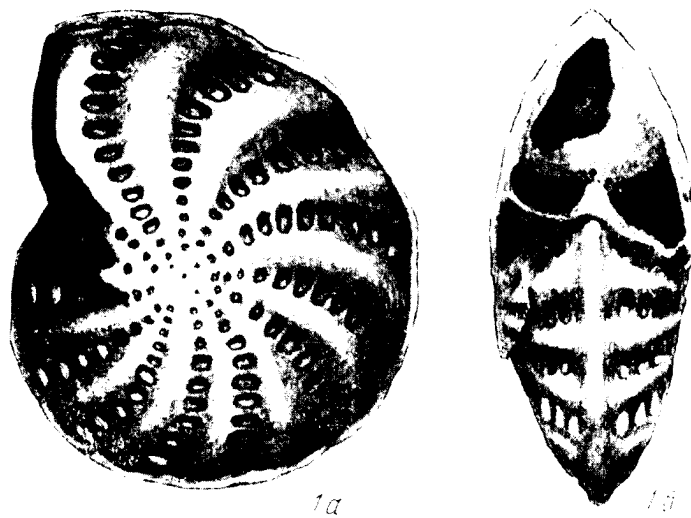


Таблица 10

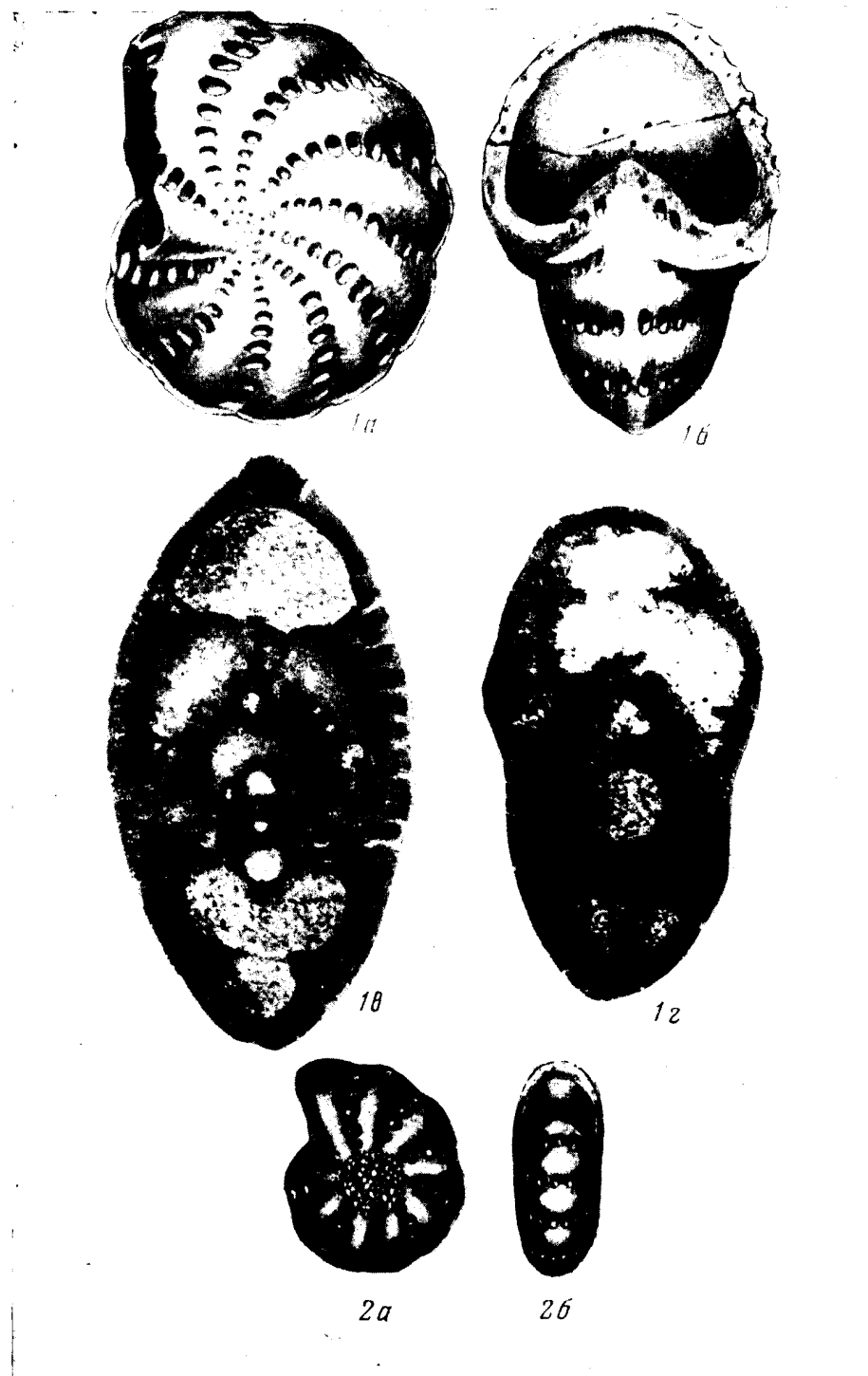
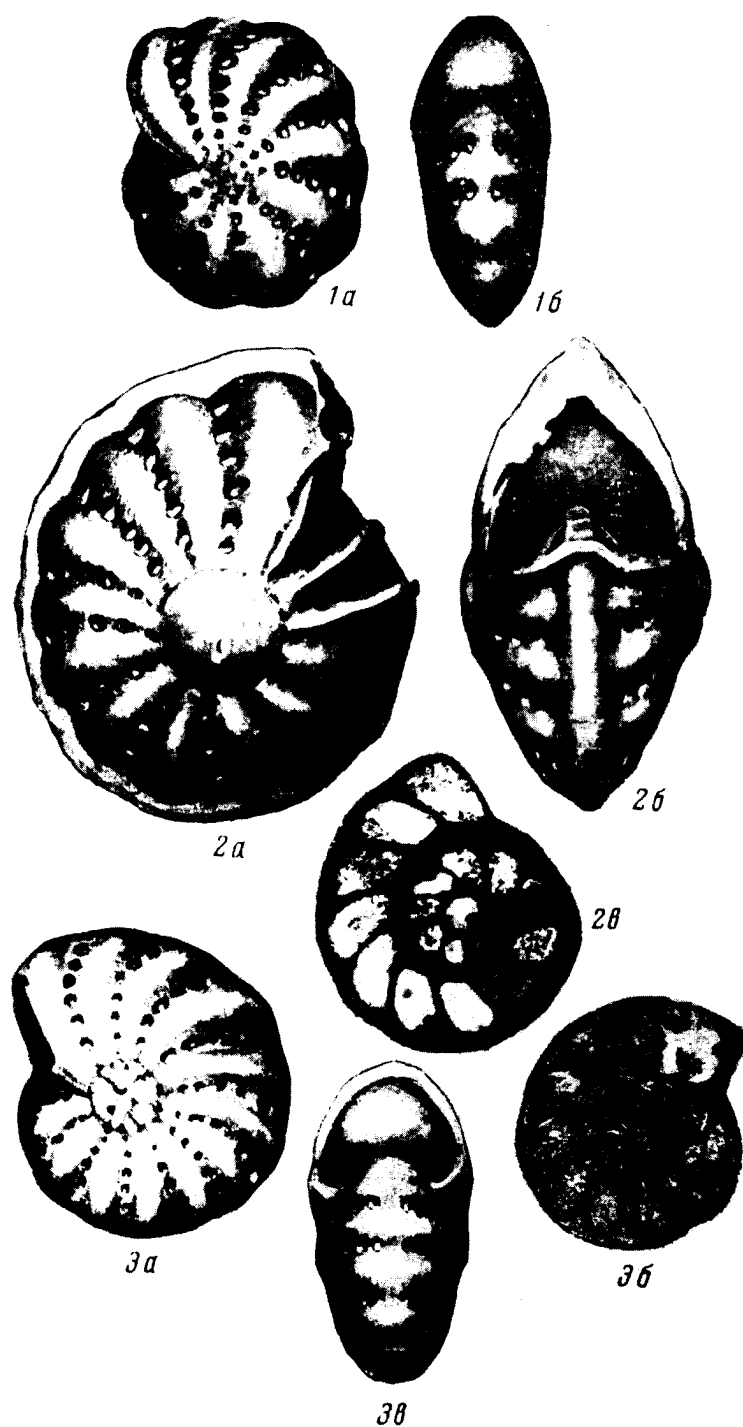


Таблица 11



Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б о г д а н о в и ч А. К. Изготовление и изучение шлифов и аншлифов раковин фораминифер. В кн.: Определитель фораминифер нефтеносных районов СССР, ч. 1. Главн. ред. горно-топл. лит-ры, 1937.
- Б о г д а н о в и ч А. К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области. В кн.: Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Ленгостехиздат, 1947.
- Б о г д а н о в и ч А. К. Омикрофауне из конкских отложений по р. Фарс (Северный Кавказ). ДАН СССР, 1949, 67, № 4.
- Б о г д а н о в и ч А. К. Ископаемые фораминиферы СССР. Миллолиды и пепероплиды. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та, нов. сер., 1952, вып. 64.
- Б о г д а н о в и ч А. К. и Ф е д о р о в А. Н. О некоторых представителях рода *Elphidium* в сарматских отложениях низовьев р. Кубани. Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, 1932, вып. 22.
- В е н г л и н с к и й И. В. О некоторых представителях родов *Nonion*, *Elphidium*, *Rotalia* в сарматских отложениях окрестностей с. Березняки Закарпатской области. Тр. Львовск. геол. об-ва, палеонт. сер., 1948, вып. 1.
- В е н г л и н с к и й И. В. О микропалеонтологических исследованиях среднемиоценовых отложений Верхнетиссенской впадины Закарпатской области. Тр. Львовск. геол. об-ва, палеонт. сер., 1953, вып. 2.
- В о л о ш и н о в а Н. А. и Д а н и Л. Г. Ископаемые фораминиферы СССР. Ноннолиды, кассидулины и хилостомеллиды. Тр. Всесоюзн. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та, нов. сер., 1952, вып. 63.
- В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. К вопросу о строении нижней части сарматских отложений Западной Подольи и их взаимоотношениях с подстилающими породами. Вісн. Укр. від. Геол. ком., 1924, вып. 5.
- В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. Новые данные по геологии Приднестровья. Вестн. Геол. ком., 1927, № 2.
- В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. Новая гряда сарматских рифовых известняков в Подольи. Вісн. Укр. від. Геол. ком., 1928, вып. 11.
- Д і д к о в с ь к и й В. Я. 1. Про мікрофауну неогенових відкладів Одеського та суміжних районів. Геол. журн. АН УРСР, 1952, 12, вып. 4.
- Д і д к о в с ь к и й В. Я. 2. Про мікрофауну нубекулярійових пісків м. Кишинева. Доповіді АН УРСР, 1952, № 4.
- Ж и ж ч е н к о Б. П. Средний миоцен. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 12 — Неоген СССР. Изд. АН СССР, 1940.
- Ж и ж ч е н к о Б. П. Миоценовые отложения Черновицкого района. БМОИП, нов. сер., 1952, 28, отд. геол., 7, вып. 2.
- К а п т а р е н к о - Ч е р н о у с о в а О. К. До питання про мікрофауну неогену Нікопольського марганцеворудного району. Геол. журн., АН УРСР, 1939, 6, вып. 1—2.
- К е л л е р Б. М. Фораминиферы верхнемеловых отложений Сочинского района. БМОИП, отд. геол., 1946, 21, вып. 3.
- К о л е с н и к о в В. П. Верхний миоцен. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 12 — Неоген СССР. Изд. АН СССР, 1940.
- К о р о л ю к И. К. Подольские Толтры и условия их образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 110, геол. сер. (№ 56).
- К р а ш е н и н н и к о в В. А. Микроструктура стенки некоторых мезокайнозойских фораминифер и методика ее изучения в поляризованном свете. Сб. «Вопросы микропалеонтологии», № 1, Изд. АН СССР, 1956.
- К р а ш е н и н н и к о в В. А. О строении устья у некоторых представителей ноннолид и эльфидинд. Сб. «Вопросы микропалеонтологии», № 2. Изд. АН СССР, 1958.
- К у д р и н Л. Н. О конкском горизонте миоцена. Зап. Львовск. ун-та им. Франко, сер. геол., 1954, 31, вып. 7.

- Л а с к а р е в В. Д. Геологическое исследование юго-восточной четверти 17-го листа. Изв. Геол. ком-та, 1902, 21.
- Л а с к а р е в В. Д. Фауна бугловских слоев Волини. Тр. Геолкома, нов. сер., 1903, вып. 5.
- Л а с к а р е в В. Д. Геологическое исследование юго-западной четверти 17-го листа. Изв. Геол. ком-та, 1904, 23.
- Л а с к а р е в В. Д. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 17. Тр. Геол. ком-та, 1914, вып. 77.
- Л и в е н т а л ь В. Э. Материалы к палеонтологической характеристике *Buliminitidae* миоценовых отложений Прикарпатья. Тр. Львовск. геол. об-ва, палеонт. сер., 1953, вып. 2.
- М е р к л и н Р. Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глип, их среда и жизнь. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, 28, 1950.
- М и х а л ь с к и й А. О. К вопросу о геологической природе подольских Толтр. Изв. Геол. ком-та, 196, 14.
- М и х а л ь с к и й А. О. Медоборы (Толтры) в Бессарабии. Изв. Геол. ком-та, 1902, 21.
- М я т л ю к Е. В. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та, нов. сер., 1950, вып. 51 (Микрофауна СССР, сб. 4).
- П и ш в а н о в а Л. С. Новые данные о микрофауне тиссенской серии среди миоценовых отложений Закарпатской области Западной Украины. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та, нов. сер., 1950, вып. 51 (Микрофауна СССР, сб. 4).
- П у т р я Ф. С. К стратиграфии миоценовых отложений Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., 1950, 25, вып. 5.
- С е р о в а М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Госгеолтехиздат, 1955.
- Т у т к о в с к и й П. А. О микрофауне некоторых третичных осадков Волинской губ. Зап. Киевск. об-ва ест., 1892, 62, вып. 2.
- Т у т к о в с к и й П. А. О геологическом характере микрофауны некоторых третичных отложений Подольской губ. Зап. Киевск. об-ва ест., 1894, 63.
- Т у т к о в с к и й П. А. Последовательность ископаемых микрофаун Южной России. Ежегодн. по геол. и мин. России, 1898, 3, отд. 1.
- Щ е д р и н а З. Г. Отряд *Foraminifera*. В кн.: Определитель фауны и флоры северных морей СССР. Л., изд. «Советская наука», 1948.
- Щ е д р и н а З. Г. Фауна фораминифер Грядинской губы. Работы Мор. биостанции Карело-Финск. ун-та, 1948, вып. 1.
- Э й х в а л ь д Э. П. Палеонтология России. Новый период. СПб., 1850.
- В r a d y Н. В. Report on the Foraminifera dredged by HMS. «Challenger» during the years 1873—1876. Sci Results., 1884, 9, (Zoology), Foraminifera.
- В r o t z e n F. The swedish paleocene and its foraminiferal fauna. Sveriges geol. undersökning. 1948, 42, No 2, ser. O, No 493.
- В ü t s c h l i O. Protozoa. Abth. in Bronn's Klassen und Ordnungen des Thier-Reichs, Bd. I, Abth. 1, 1880—1882.
- C a r p e n t e r W. B. On the microscopic structure of *Nummulina*, *Orbitolites* and *Orbitoides*. Quart. Journ. Geol. Soc. Zondon, 1850, 6.
- C a r p e n t e r W. B. Researches in the Foraminifera. Fourth and concluding series contains *Polystomella*, *Carcarina*, *Tinoporos*, *Carpenteria*, and summary. Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1861, 150.
- G h a p m a n F. P a r r W. J. A. classification of the Foraminifera. Proc. Roy. Soc. Victoria (N. S.), 1936, Pt I, 49.
- C u s h m a n J. A. Foraminifera: their classification and economic use. Cushman Lab. Foram. Res., Sp. Pub., 1928, No 1.
- C u s h m a n J. A. A monograph of the foraminiferal family *Nonionidae*. US Geol. Surv., Prof. Pap., 1939, No 191.
- C u s h m a n J. A. Foraminifera, their classification and economic use. Fourth edition, revised and enlarged. Harv. univ. Press, 1948.
- C u s h m a n J. B r o n n i m a n P. Some new Genera and species of Foraminifera from brackish water of Trinidad. Contr. Cushman. Foram. Res., vol. 24, 1948.
- C u s h m a n J. a. G r a n t U. Latetertiary and quaternary *Elphidium*s of the West Coast of North America. Trans. San-Diego Soc. Nat. Hist., 1927, 5, No 6.
- C z j z e k J. Beitrag zur Kenntniss der fossilen Foraminiferen des Wiener Beckens. Haiding Naturwiss. Abhandlungen, 1848, 2.
- E g g e r J. C. Die Foraminiferen der Miocän-Schichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern. N. Jb. f. Min. Geol. u. Paleont., 1857.
- F o r n a s i n i C. Le Polistomellina fossili d'Italia. Mem. R. Acad. Sci. Institut. Bologna, ser. 5, m., 1899, 7.
- G a l l o w a y J. J. A manual of Foraminifera. F. Kemp., Mem. Ser. Publ. Indiana, 1933, No 1.
- G l a e s s n e r M. Principles of micraeontology. New York, 1948.

- Grill R. Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Elyschzone von Österreich. Proc. Intern. Paleont. Union, 1950, S. 15.
- Heron-Allen E. The further and final researches of Joseph Jackson Lister upon the reproductive processes of *Polystomella crispa* (Linne). Smithsonian Misc. Col., Publ. 1930, 82, No 3067.
- Hofker J. The Foraminifera of the Siboga expedition. 1—2. Siboga Expeditie, 4. Leiden, 1927—1930.
- Hofker J. Preliminary note on a statistic statement of trimorphism in *Biloculina sarsi* Schlumb. Tijdschr. Ned. Dierk. Ver., ser., 3, 1931, 2.
- Hofker J. On *Asterigerina* Gurichi (Franke) and remarks on polymorphism and the stratigraphic use of Foraminifera. Journ. Paleont., 1948, 22, No 4.
- Karrer F. Ueber das Auftreten der Foraminiferen in dem marinen Tegel des Wiener Beckens. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1861, 43, Abt. 2.
- Karrer F. Ueber das Auftreten der Foraminiferen in den brackischen Schichten, des Wiener Beckens. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1863, 48, Abt. I.
- Karrer F. Ueber das Auftreten der Foraminiferen in den Mergeln der marinen Uferbildungen (Leythakalk) des Wiener Beckens. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1864, 50, Abt. I.
- Karrer F. Zur Foraminiferenfauna in Österreich. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1867, 55, Abt. I.
- Karrer F. Die Miocene Foraminiferenfauna von Kostej in Banat. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1868, 58, Abt. I.
- Karrer F. Geolog. Studies in den Tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1895, 45, H. 1.
- Karrer F. Geologische Studien in den Tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1899, 49, H. 3.
- Karrer F. u. Fuchs Th. Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1868, 18, H. 2, 3.
- Karrer F. u. Sinzow S. Ueber das Auftreten des Foraminiferengenus *Nubecularia* im sarmatischen Sande von Kischinev Sitzber. Akad. Wiss. Wien. 1876, 74, Abt. I.
- Kornhuber A. Der Thebener Kobel (Ein Beitrag zu seiner Naturgeschichte). Verh. d. Vereins f. Natur. u. Heilk. Pressburg, N. F., 1897—1898, 19, H. 10.
- Lamarck J. Histoire naturelle des animaux sans vertébrés, vol. 7. Paris, 1822.
- Lister J. Contributions to the Life-history of the Foraminifera. Stud. Mar. Lab., 1894, 6.
- Montfort P. Conchyliologie systematique et classification methodique des coquilles, vol. 1. Paris, 1808.
- Myers E. H. Life activities of Foraminifera in relation to marine ecology. Proc. Amer. Philosoph. Soc., 1943, 86, No 3.
- Neumayr M. Die natürlichen Verwandtschaftsverhältnisse der schalentragenden Foraminiferen. Sitz. Ak. Wiss. Wien, 1887, 95, Abt. I.
- Nicoll D. New west American species of the foraminiferal genus *Elphidium*. Journ. Paleont., 1944, 18, No 2.
- Nobri A. Tableau methodique de la classe des Cephalopodes. An. sci., nat. 1826, 7.
- D'Orbigny A. Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne. Paris, 1846.
- Prochazka V. Des Miocän von Seelowitz in Mähren und dessen Fauna. Rozpr. česke Akad. Cis. Frantiska Josefa, Trida II. 1893, 2, № 24.
- Reuss A. Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, vol. I, t. XLVI—LI, 1850.
- Reuss A. Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. Sitz. Ak. Wiss. Wien, 1861, 43, Abt. 2.
- Reuss A. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerung von Weiczka in Galizien. Sitzber. Ak. Wiss. Wien, 1867, 65, Abt. I.
- Reuss A. Zur Kenntnis der Verhältnisse des marinen Tegels zum Leithalke im Wiener Becken. Verh. Geol. Reichsanst., 1871, No 11.
- Rhumbler L. Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren. Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Cl., 1895.
- Rhumbler L. Die Foraminiferen (Thalamophoren) der Plankton-Expedition. Ergebn. Planktonexped. Humboldt Stiftung, 1911—1913, 3, Ps. II.
- Rzehak A. Die Foraminiferenfauna der Neogenformation der Umgebung von Mähr.-Ostau. Verh. naturforsch. Vereines Brünn, 1885 (1886), 24.
- Schaudinn F. Untersuchungen über die Fortpflanzung einiger *Rhizopoden*, *Polystomella crispa*. Arb. Kais. Gesundheitsamt, 1903, 19.
- Schubert R. Die miocene Foraminiferenfauna von Karwin (Österr., Schlesien). Lotos, Naturw. Ztschr., 1899.
- Schubert R. Zur miocänen Foraminiferenfauna der Umgebung von Ollmütz. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1913, No 0.
- Schultz M. Ueber den Organismus der Polythalamien (Foraminiferen) Leipzig, 1854.
- Sigal J. Foraminifera. An. Pivétan. Traité de paleontologie. Paris, 1952.

- T o u l a F r. Die sarmatischen Ablagerungen zwischen Donau und Timok. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, 1877, 75, Abt. I.
- W i l l i a m s o n W. On the recent Foraminifera of Great Britain. London, 1858.
- W o o d A. The structure of the wall of the test in the Foraminifera; its value in the classification. Quart. Journ. Geol. Soc., 1949, 104.
- Y a b e H. a. H a n s a w a S. 1. Foraminifera from the Natsukawa Limestone with a note on a new subgenus of Polystomella. Jap. Journ. Geol. a. Geogr. Tokyo, 1923, 2, No 4.
- Y a b e H. a. H a n z a w a S. 2. Foraminifera from the shell-beds of Nojima. Jap. Journ. Geol. a. Geogr., Tokyo, 1923, 2, No 2.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава I. Методика работы</i>	5
<i>Глава II. Морфология рода Elphidium</i>	8
Первый тип	11
Второй тип	15
Третий тип	16
<i>Глава III. Систематическое положение рода Elphidium</i>	18
Семейство Nonionidae	22
Семейство Elphidiidae	22
Генетические взаимоотношения родов	
<i>Elphidium</i> и <i>Nonion</i>	24
Группа родов с системой каналов	24
<i>Глава IV. Описание видов</i>	29
Семейство Elphidiidae	29
Род <i>Elphidium</i>	29
Familia incertae	59
Род <i>Canalifera</i> gen. nov.	59
<i>Глава V. Изменчивость видов рода Elphidium</i>	62
Цикловой полиморфизм	62
Возрастная изменчивость	66
Фациальная изменчивость	67
<i>Глава VI. Стратиграфическое распределение видов родов Elphidium и Canalifera</i> <i>в миоценовых отложениях Подолии</i>	69
<i>Глава VII. Отношение рода Elphidium к условиям обитания</i>	84
Методика изучения палеоэкологии фораминифер	84
Содержание термина «палеоценоз фораминифер»	86
Особенности изучения палеоэкологии миоценовых фораминифер	
Подолии	87
Горизонт Б	87
Зона кварцево-карбонатных песков	88
Зона маломощных глинистых илов	97
Фация миллиолидовых известняков	99
Фация литотамниевых зарослей	100
Горизонт В	100
Фация прибрежных песчаников и ракушечников	101
Полоса банки (фация тесовых известняков)	102
Зоны литотамниевых полей	105
Горизонт Г	108
Фация прибрежных песчаников	108
	141

Зоны литотамниевых полей	108
Фация рифовых литотамниевых известняков	115
Нижний сармат	116
Глинистые отложения	117
Слоистые известковые отложения	119
Серпулевые онкоидные известняки	121
Выводы о распределении фораминифер по фациям	121
Некоторые данные по экологии миоценовых и современных видов <i>Elphidium</i>	126
Палеоэкология видов рода <i>Elphidium</i>	129
Основные факторы распределения фораминифер по фациям	131
Объяснения к таблицам	134
Литература	137

Валерий Аркадьевич Крашенинников

**Эльфидины
мiocеновых отложений Подолии
Труды ГИН, вып. 21**

*

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор Издательства *И. Л. Печенюк*
Технический редактор *Ю. В. Рылина*

*

РИСО АН СССР № 9-22В. Сдано в набор 22/III 1959 г.
Подписано к печати 24/X 1959 г. Формат 70×108³/₁₆.
Печ. л. 9. Усл.-печ л. 12,33. Уч.-изд. л. 13,4 + 11 вкл.
Тираж 1200 экз. Т-10377. Изд. № 3226. Тип. вак. № 1687

Цена 10 руб. 20 коп.

*

Издательство Академии наук СССР
Москва Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
134	{ 12 св.	2—	1—
	{ 14 св.	1—	2—
	{ 11 св.	2—	3—

Труды ГИН, вып. 21, Крашенинников

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

Цена 10 р. 20 к.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 11

Н. А. ЛИЩИНА

**ДРЕВНЯЯ КОРА
ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ**

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ
1959**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 11

Н. А. ЛИСИЦЫНА

ДРЕВНЯЯ КОРА
ВЫВЕТРИВАНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ
Москва 1960

Главный редактор академик
Н. С. Шатский
Ответственный редактор
Г. И. Бушинский

ВВЕДЕНИЕ

Изучение месторождений континентальных бокситов западной части Казахского нагорья показало, что бокситы тесно связаны с корой выветривания. Они располагаются в районах развития глинистой коры выветривания пород палеозоя и докембрия, которая, по общему мнению казахстанских геологов, является источником свободного глинозема. Кора выветривания всюду подстилает бокситоносные породы, а в ряде случаев можно наблюдать постепенные переходы от пород выветрелой толщи к бокситоносным.

Все это сделало необходимым изучение коры выветривания для понимания генезиса континентальных бокситов Казахстана.

Предлагаемая книга является первой частью работы, посвященной третичным бокситам платформенного типа, которые рассматриваются на примере бокситоносного района Казахского нагорья.

В книге описана кора выветривания пород палеозоя и докембрия, являющаяся материнской породой для бокситов. Выявлен состав слагающих пород, зональное строение, типы коры, закономерности размещения выветрелой толщи. Кроме того, приводятся данные о возрасте коры выветривания и описываются те из процессов ее формирования, которые удалось выяснить.

Выветрелые породы Казахского нагорья изучались нами в первую очередь в бокситоносных районах и затем на более широких площадях. Геологической основой для этой работы послужили материалы геологической съемки листа М-42, недавно проведенной экспедицией Московского государственного университета и Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе (МГРИ). Кора выветривания изучалась в естественных обнажениях, горных выработках и в керне скважин, где удавалось наблюдать наиболее полные разрезы. Работа проводилась при участии старшего лаборанта Т. Г. Елисевой. Обычно просматривались полные разрезы, от неизменных пород фундамента до покрывающих толщ. Это давало возможность проследить характер перехода от свежих пород к выветрелым. Для рассмотрения изменений в толще коры выветривания по простирацию мы старались собирать материал, используя наиболее детальные разведочные профили. Всего было осмотрено несколько сотен разрезов по скважинам и в естественных обнажениях.

В период камеральной обработки вещественный состав пород изучался при помощи микроскопа, химического и термического анализов, электронного микроскопа и методом красителей.

Очень ограниченно применялись рентгеновский и спектральный анализы. Для уточнения минералогического состава глин в ряде случаев проводились определения показателей преломления ориентированных агрегатов глин в иммерсии.

Химический и термический анализы выполнялись в лабораториях Геологического института (ГИН) АН СССР под руководством Э. С. Залманзон (химический анализ) и Д. А. Виталю (термический анализ). Окрашивание образцов глин производилось Т. Г. Елисеевой при консультации М. А. Ратеева.

Снимки образцов под электронным микроскопом частично были выполнены в лаборатории электронной микроскопии Института геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР (Г. С. Грицаенко), частично в такой же лаборатории ГИН (Д. Д. Котельников). Рентгенограммы нескольких образцов и спектральный анализ выполнялись в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

Для выяснения условий залегания коры выветривания были составлены карты, отображающие рельеф поверхности неизмененных пород и рельеф кровли их коры выветривания, а также карта мощностей коры выветривания в изолиниях.

Возраст пород определялся по комплексу фауны, спор и пыльцы. Брахиоподы определены С. М. Андроновым (ГИН АН СССР), Н. В. Литвинович (МГУ), Н. А. Сокольской, кораллы — Т. А. Добролюбовой, мшанки — М. И. Шульгой-Нестеренко (Палеонтологический институт АН СССР).

Споры и пыльца были выделены в лаборатории спорово-пыльцевого анализа ГИН АН СССР и частично определены С. Н. Наумовой. Большая часть пыльцы и спор изучалась Е. Д. Заклинской. В работе частично использованы результаты полинологических определений З. К. Жученко (Карагандинское геологическое управление). Графические приложения к работе выполнены Т. Г. Елисеевой.

Автор приносит искреннюю благодарность всем этим лицам, а также геологам разведочных экспедиций Карагандинского геологического управления и Казахской экспедиции МГУ — МГРИ и всем другим организациям и сотрудникам, оказавшим помощь в данной работе.

* * *

Кора выветривания западной части Казахского нагорья изучалась многими геологами.

Описания глинистых продуктов выветривания пород палеозоя, развитых в этой области, приводятся в работах Быкова Г. Е. (1933), Шлыгина Е. Д. (1936) и других исследователей. Н. Г. Кассин (1947) отнес кору выветривания Казахстана к каолиническому типу.

Более подробно кора выветривания изучалась в связи с исследованиями месторождений бокситов Е. М. Великовской (1937). Попутно с обследованием известных и открытых ею бокситопоявлений рассматривались продукты выветривания глинистых сланцев и известняков, порфиритов и их туфов. Ею установлен каолинистый состав верхней части выветрелой толщи.

Б. А. Салиным, Д. Д. Пономаревым, Б. Н. Красильниковым, Е. В. Дручининим и другими геологами глинистая кора выветривания по внешним признакам подразделяется на ряд зон. При этом Е. В. Дручинин отмечает, что верхняя зона сложена каолинитом и содержит несколько процентов свободного глинозема (устное сообщение).

Наиболее полное исследование коры выветривания и процессов, протекающих в ней, сделано В. Н. Разумовой, участвовавшей в работах Московского геологоразведочного института и Московского государственного университета по съемке северо-западной части Казахского

нагорья. В. Н. Разумова (1956) подразделяет профиль коры выветривания на четыре зоны (снизу вверх):

- 1) зона выщелоченных пород;
- 2) зона глинистых образований сложного состава;
- 3) зона цветных каолинов и охр;
- 4) зона белых каолинов, которая рассматривается В. Н. Разумовой как наложенная.

Все эти зоны в одном и том же профиле В. Н. Разумова не наблюдала.

Многочисленные новые скважины, пробуренные в связи с разведкой и поисками на бокситы, дают возможность детально изучить профиль выветривания от неизменных пород палеозоя до покрывающих кору выветривания бокситов в одной и той же скважине. Кроме того, материалы геологической съемки МГУ—МГРИ в совокупности с данными бурения Карагандинского геологического управления позволяют наметить некоторые закономерности распространения коры выветривания в области Казахского нагорья.

Глава I

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДРЕВНЕЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Настоящая глава составлена по литературным данным и нашим наблюдениям, которые касаются в основном пород выветрелой толщи. Мы не ставили перед собой задачу дать сколько-нибудь полное описание геологии рассматриваемого района. Здесь приведены лишь необходимые сведения по стратиграфии и составу пород, слагающих поднятие Казахского нагорья. Эти сведения почерпнуты нами из материалов геологической съемки, произведенной экспедицией МГУ и МГРИ под руководством проф. А. А. Богданова (А. А. Богданов и др., 1957), использованы также некоторые данные Б. А. Салина и других авторов.

Область Казахского нагорья представляет собой современное поднятие, которое примыкает с востока к крупному прогибу — Тургайской синеклизе. Поднятие осложнено структурами второго порядка. Две из них — Тенизская и Шоиндыкульская впадины находятся в северной его части, южную часть занимает поднятие Сарысу-Тенизского водораздела, которое в свою очередь граничит на юге с Сарысульской впадиной (рис. 1 и 2). Область Казахского нагорья сложена разнообразными породами от протерозойских и архейских до современных включительно. Древние породы выходят на поверхность в пределах поднятия, во впадинах они залегают на глубине нескольких десятков и сотен метров под покровом рыхлых мезокайнозойских отложений.

Докембрий. Архейские и протерозойские образования известны в области Сарысу-Тенизского поднятия и на северо-восточной окраине Тенизской впадины. К архею принадлежат наиболее метаморфизованные толщи, сложенные кристаллическими сланцами — амфиболитами, слюдяно-плагиоклазовыми сланцами, кварцитами, мраморами и гнейсами. Общая мощность толщ архея, по данным геологической съемки МГУ (А. А. Богданов, 1957), равна 7—8 тыс. м.

Протерозойские породы залегают несогласно на архейских и подразделяются на две серии. В составе нижней серии преобладают порфиroidы, хлорит-актинолитовые и эпидот-хлоритовые сланцы, серицит-хлорит-кварцитовые сланцы, мраморы и железистые кварциты. Верхняя серия сложена конгломератовидными кварцитами, мраморами, порфиритами и туфо-аггломератами.

Породы верхней серии лежат несогласно на породах архея и нижней серии протерозоя. Общая мощность обеих серий протерозоя достигает 6 тыс. м.

Особо выделяется под названием уртынджалской серии комплекс кремнистых и вулканогенноосадочных пород, возраст которых определяется как переходный от протерозоя к кембрию.

Породы уртынджалской серии известны по северному обрамлению Тенизской впадины, в верховьях р. Селеты, в районе Ишимской луки и на юго-востоке Сарысу-Тенизского поднятия. Среди них различаются темно-зеленые миндалекаменные базальтовые и диабазовые порфириды и спилиты, которые чередуются с аггломератовыми туфами. Местами присутствуют также туфо-песчаники, микрокварциты, кремнистые алевролиты.

В результате выветривания, происходившего в мезокайнозойское время, породы докембрия во многих местах и на значительную глубину превращены в глины. Среди этих глин встречаются линзы бобового железняка. Мощная кора выветривания с бобовыми железняками в верхней части развита в западном борту Шоиндыкульской впадины. Там же в бассейне р. Тюлюксай известны бокситы, залегающие на коре выветривания. Сильно измененные породы с бокситами в верхней части разреза известны также на докембрии восточного и северного борта Тенизской впадины и ряд других на Ишим-Колутонском водоразделе.

Кембрий. Кембрийские отложения известны в немногих пунктах Казахского нагорья: на Сарысу-Тенизском поднятии, а также севернее Тенизской впадины. На Сарысу-Тенизском поднятии развита эффузивно-осадочная свита. Она сложена зеленовато-серыми диабазами, туфами, лавобрекчиями андезитовых порфиритов, конгломератами, граувакковыми песчаниками с прослоями туффитов и яшм и линзами обломочных известняков с фауной трилобитов. Мощность свиты более 1500 м. В других районах кембрий представлен темно-серыми полосчатыми алевролитами и черными углистыми аргиллитами с конкрециями фосфорита. Мощность этих алевролитов и аргиллитов порядка 200 м.

Кора выветривания кембрийских пород почти не сохранилась.

Ордовик. Отложения ордовика развиты к северу и востоку от Тенизской впадины, а также к югу от нее в области Сарысу-Тенизского поднятия.

Отложения нижнего и среднего ордовика представлены кремнистыми песчаниками с прослоями яшм с фауной граптолитов, иногда с линзами известняков. Среднеордовикские толщи сложены полимиктовыми граувакковыми песчаниками и конгломератами, верхнеордовикские — органогенно-обломочными известняками и зеленовато-серыми алевролитами, которые сменяются выше по разрезу полимиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами. Помимо граптолитов, в этих отложениях встречаются трилобиты. На Сарысу-Тенизском поднятии породы верхнего ордовика представлены туффитами и порфиритами оливин-авгитовыми и авгит-плагиоклазовыми, а также аггломератовыми лавами и туфо-брекчиями. Общая мощность всех свит ордовика больше 8 тыс. м.

С корой выветривания, развитой на породах ордовика, к югу от Акмолинска, связаны залежи бокситов.

Силур. К силуру отнесены терригенные породы, обнажающиеся в двух местах Сарысу-Тенизского поднятия. Эти породы слагают толщу мощностью 3—5 тыс. м, состоящую из зеленых кварцевых, полимиктовых и аркозовых песчаников, которые чередуются с аргиллитами, алевролитами и прослоями органогенно-обломочного известковистого песчаника с фауной табулят.

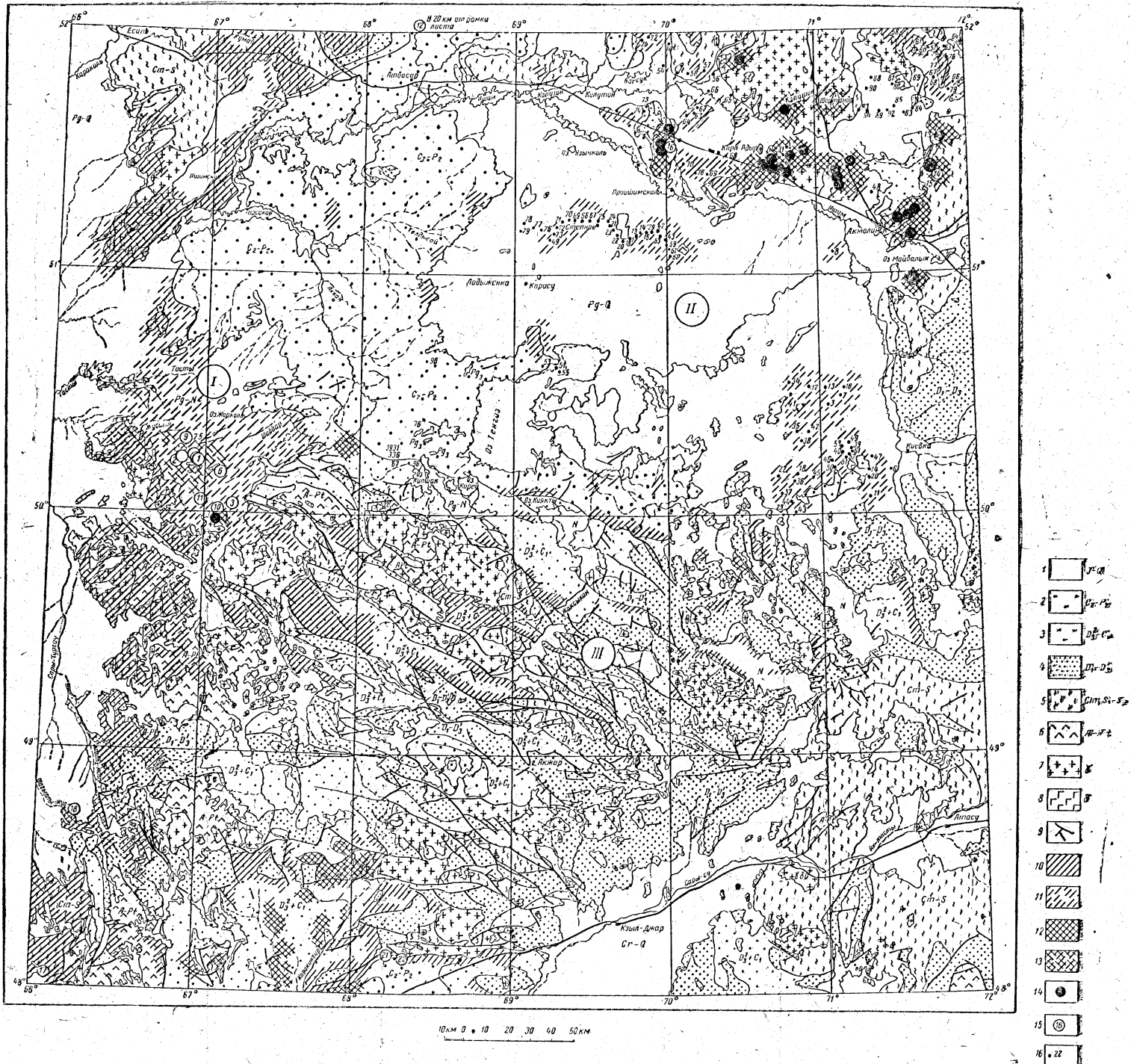


Рис. 2. Схема распространения коры выветривания в северо-западной части Казахского нагорья. Составлена Н. А. Лисицкой и Т. Г. Елисеевой по материалам Карагандинского геологического управления, МГУ и МГРИ:

I — Шонандыкүльская впадина; II — Тензиская впадина; III — поднятие Сарысу-Тензиского водораздела; 1 — мезо-кайнозойские отложения; преимущественно глинисто-песчаные породы, местами бокситы и бокситовые бурые железняки; 2 — средний карбон — перми; красноцветные и серые конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков; 3 — фаномский ярус верхнего девона и нижний карбон; известняки, доломиты, окремненные известняки, песчаники, аргиллиты и алевролиты; 4 — нижний — средний девон и франский ярус верхнего девона; красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, лава кислого и среднего состава, 5 — нерасчлененные кембрий — верхний протерозой (кембрий, ордовик, силур; аргиллиты, песчаники, конгломераты с линзами порфиритов и известняков, кварциты, осадочные и кислые эффузивы); 6 — протерозой и архей; сланцы, мраморы, кварциты, гранитоиды, порфириты, туфы, амфиболиты; 7 — интрузии кислого состава; 8 — интрузии основного состава; 9 — разломы. Породы коры выветривания, 10 — нижняя зона коры выветривания (зона гидрослюдистых и каолинит — гидрослюдистых глин); 11 — те же породы под покровом кайнозоя (по данным бурения); 12 — верхняя зона коры выветривания (зона каолинитовых глин); 13 — те же породы под покровом кайнозоя (по данным бурения); 14 — месторождения бокситов; 15 — разрезы коры выветривания; описанные в тексте; 16 — скважины поискового и картировочного бурения Карагандинского геологического управления в Тензиск. впадине

Девон. Нижний и средний девон нерасчлененные. К нижнему и среднему девону относится толща осадочно-вулканогенных пород, которые лежат несогласно на породах силура и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями среднего или верхнего девона. Эта толща распространена главным образом в области Сарысу-Тенизского поднятия. В ее составе выделяются две свиты. Нижняя свита представлена порфиритами и их туфами пироксен-плагиоклазового, андезитового, диабазового состава, с подчиненными прослоями граувакковых песчаников. Верхняя свита сложена красно-бурыми и серыми липаритовыми порфирами, альбитофирами, лавобрекчиями с прослоями туфов и красно-бурых разнотельных песчаников. Мощность обеих свит 4—5 тыс. м.

Отложения среднего и верхнего девона широко распространены как в области поднятия, так и по окраинам Шоиндыкульской и Тенизской мульды. Они несогласно залегают на более древних породах до протерозоя включительно.

В разрезе пород среднего и верхнего девона выделяются две толщи совершенно различного литологического состава.

Нижняя толща терригенная, относится к среднему девону — франскому ярусу верхнего девона. В ее составе присутствуют красноцветные и зеленовато-серые конгломераты, аркозовые песчаники и алевролиты с редкими линзами вулканогенных пород. В гальке конгломератов преобладают липаритовые порфиры, фельзиты, гранитоиды. Местами присутствуют лавы основного состава и известковистые породы с остатками рыб. Песчаники и алевролиты иногда содержат остатки флоры. Мощность этой толщи более 3 тыс. м.

Возраст ее определяется по положению в разрезе как средний девон — франский ярус и подтверждается собранными остатками рыб и растений.

Верхняя толща преимущественно карбонатная. Она относится к фаменскому ярусу верхнего девона и залегают трансгрессивно на породах нижнего девона, а также на нерасчлененной толще среднего девона — франского яруса.

В нижней части карбонатной толщи преобладают серые и темно-серые плитчатые и тонкослоистые пелитоморфные известняки, местами присутствуют обломочные породы. Последние представлены кварцевыми, аркозовыми, а на востоке полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Мощность песчаных пачек достигает 100, а в отдельных случаях 200 м.

Основная часть разреза состоит из серых и темно-серых более или менее глинистых известняков, пелитоморфных и органогеннодетритивных, а также доломитов и кальцит-доломитовых пород. Многочисленная фауна брахиопод, кораллов, гастропод и строматопороидей позволяет датировать возраст вмещающих пород как фаменский ярус верхнего девона. На юге Сарысу-Тенизского поднятия среди пород этого возраста наблюдаются прослои спилитов и туфогенных пород.

В Атасуйском районе в нижней части фаменской толщи преобладают углистые аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков; верхняя — сложена кремнисто-карбонатными породами с прослоями туфогенных пород. Мощность отложений фаменского яруса меняется от 50 до 1500 м.

Терригенные породы нерасчлененной толщи среднего девона — франского яруса и терригенно-карбонатные породы фамена (иногда турне) широко распространены в бортах Шоиндыкульской и Тенизской мульды. На этих породах развита мощная кора выветривания, в карма-

нах которой залегают бокситы крупнейших в Казахстане Амангельдинских месторождений.

Карбон. Нижний карбон и особенно турнейский ярус распространен так же широко, как средний и верхний девон.

Турнейский ярус по найденной фауне подразделяется на нижний и верхний. К нижнему относятся известняки и доломитизированные известняки с фауной брахиопод, мшанок, кораллов, иногда с кремнистыми конкрециями. Местами в низах толщи присутствуют прослои песчаников и алевролитов, чаще наблюдаются прослои плитчатых мергелей. Породы нижнего турне залегают на известняках и доломитах фамена без резкой границы. Верхнетурнейские породы лежат согласно на нижнетурнейских, либо трансгрессивно на более древних. В их составе преобладают окремненные известняки с прослоями мергелей. В ряде разрезов, полученных нами в верховьях реки Ашу-Тасты-Тургая (Шоиндыкульская впадина), присутствуют кремнистые туффиты, чередующиеся с известняками. Мощность турнейского яруса колеблется от 50 до 2000 м.

Визейский и намюрский ярусы. Отложения визейского яруса широко развиты по всей площади и особенно в пределах верхнепалеозойских синклинальных структур. Эти отложения представлены известняками, зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Переход от подстилающих турнейских известняков к визейским постепенный.

Верхневизейские песчаники, алевролиты и аргиллиты в свою очередь постепенно сменяются толщей сходного литологического состава, которая содержит в верхней части красно-фиолетовые прослои песчаников и только редкие прослои пелитоморфных известняков. В этой переходной пачке от визе к намюру установлены угленосные отложения, мощность которых в Завьяловской мульде достигает 1450 м.

Еще выше залегают песчаники, алевролиты, аргиллиты намюра, часто красноцветные с растительными остатками. Максимальная их мощность порядка 1800 м.

Средний и верхний карбон. К среднему и верхнему карбону относятся терригенные породы, залегающие на размытой поверхности нижнекарбоновых и распространенные преимущественно в палеозойских мульдах — Тенизской и других. Средний карбон представлен красными и зелеными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями серых мергелистых известняков. Характерна косая слоистость, местами медные рудопоявления, скопления растительных остатков. Эти отложения выделены во владимирскую свиту, мощность которой колеблется от 400 до 1000 м.

Отложения верхнего карбона образуют весьма однообразную толщу чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков. Присутствуют растительные остатки, скелеты ганоидных рыб, определяющие возраст вмещающих пород как верхний карбон. Мощность колеблется от 300 до 1800 м.

Пермь. В области Казахского нагорья известны отложения обоих отделов пермской системы. Пермские отложения согласно залегают на верхнекаменноугольных; нижняя их граница условна. Толща пород пермского возраста сложена лилово-красными и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями пятнистых известняков с остатками наземных позвоночных и чешуй ганоидных рыб. В красноцветных песчаниках и алевролитах с прослоями темно-серых известняков в верхней части разреза найдены гастроподы и

остракоды. Общая мощность пород пермского возраста 600 — 2000 м.

Породы карбона, начиная с визейских, и породы перми сравнительно слабо изменены процессами выветривания. Глубина выветрелой зоны на них не превышает нескольких метров; состав пород изменен сравнительно слабо.

Интрузивные породы широко распространены в области Казахского нагорья. Интрузии кислой магмы образуют крупные массивы, щелочные и основные породы встречаются в виде более мелких тел. По времени образования выделяются интрузии нескольких этапов. Известны архейские и протерозойские интрузии гранитогнейсов и плагиогранитогнейсов, которые прорывают древние породы антиклинория Улу-Тау на западе Казахского нагорья. Нижнепалеозойские граниты и гранодиориты слагают крупные тела. Некоторые массивы этого возраста находятся в районе Амангельдинских месторождений — Капта-Адырский массив, другие вблизи месторождений северного и восточного обрамлений Тенизской впадины — Шортандинский массив и др. Более молодые средне-верхнедевонские интрузии гранит-порфиров образуют небольшие тела. Помимо этого, известны средне-верхнедевонские субвулканические интрузии кварцевых порфиров, ортофиоров, альбитофиоров. Порфириты встречены, например, в районе Капта-Адырского массива.

К числу основных интрузий относятся небольшие тела пироксенитов, габбро, серпентинитов, которые распространены в районе Улу-Тау и в северо-восточной части листа М-42. На северо-западе по правобережью р. Ишим известны небольшие тела нефелиновых сиенитов.

Интрузивные породы в большинстве случаев в той или иной степени изменены процессами выветривания. Наиболее сильно выветрелые породы разложены до стадии каолинитовых глин, которые образуют рыхлый чехол глубиной от нескольких до десятков метров.

Породы палеозоя и докембрия, краткое описание которых здесь приводится, слагают складчатый фундамент. На нем в виде покрова залегают более молодые мезозойские и кайнозойские отложения, очень слабо дислоцированные. По степени и характеру дислоцированности в разрезе палеозоя и докембрия выделяются два комплекса пород. К нижнему относятся породы докембрия и нижнего палеозоя (до силура), смятые в крутые складки и в разной степени, иногда очень сильно метаморфизованные. Верхний комплекс включает породы среднего — верхнего палеозоя, смятые в относительно пологие, крупные антиклинальные и синклиналильные складки.

Мезозойские и кайнозойские отложения по составу, внешнему облику, условиям залегания и мощности резко отличаются от палеозойских. Самым древним образованием считается кора выветривания, которая покрывает большие площади в области Казахского нагорья и скрыта под покровом третичных и четвертичных отложений в молодых впадинах. Сильно измененные выветриванием, породы имеют глинистый состав и окрашены в различные яркие цвета. Мощность коры выветривания колеблется от нескольких до 100—150 м.

Юра. Отложения нижнеюрского возраста известны в двух изолированных выходах в восточном борту Тургайского прогиба и на юге Казахского нагорья по р. Сары-Узень. Это песчаники, сланцы, конгломераты, чередующиеся с прослоями углей или углистых глин с растительными остатками. Максимальная их мощность 100 м.

Верхний мел — низы палеогена. Достоверные меловые отложения в области Казахского нагорья не доказаны.

Предположительно к верхнему мелу — низам палеогена В. Н. Разумова (1957) относит пестроокрашенные глинистые и песчанистые породы, в которых местами наблюдаются залежи бокситов или скопления железистых бобовин. Отложения такого типа развиты в виде отдельных пятен преимущественно в третичных впадинах. Бокситорудные породы Шоиндыкульской впадины выделены В. Н. Разумовой (1957) в аркалыкскую свиту, породы северо-восточного обрамления Тенизской впадины — в кызыл-сайскую свиту. И те и другие залегают в углублениях поверхности коры выветривания. К отложениям того же возраста В. Н. Разумова относит пестроокрашенные сильно песчанистые каолиновые глины с железистыми бобовинами, которые обнажаются по периферии Тенизской впадины.

Во всех этих отложениях найдены пыльца и споры, содержащие как верхнемеловые, так и палеогеновые формы.

Вопрос о возрасте бокситоносных отложений Казахского нагорья решается пока неоднозначно. В. И. Барбашинова (1954) считает их сеноман-туронскими, сопоставляя спорово-пыльцевые спектры Ашутасты-Тургая со спектрами р. Аят. Е. Н. Бойцова (1955) относит бокситы Казахского нагорья к турону (по аналогии с бокситами Тургая). Е. Д. Заклинская (1955) находит, что спорово-пыльцевые спектры из бокситовых пород ближе всего сопоставляются со спектрами тасаранской и саксаульской свит Тургайской синеклизы, т. е. свидетельствуют о нижнепалеогеновом возрасте отложений (палеоцен — эоцен).

К верхнему мелу — низам палеогена В. Н. Разумовой условно отнесены также глины, пески, алевролиты, конгломераты общей мощностью 40 м, залегающие под более молодыми породами в Сары-Суйской впадине на юге Казахского нагорья.

Палеоген. Отложения среднего эоцена — нижнего олигоцена в области Казахского нагорья неизвестны. Они распространены по восточному борту Тургайского прогиба и представлены морскими глинами мощностью порядка 50 м, которые параллелизуются с тасаранской, саксаульской и чеганской свитами А. Л. Яншина (1953). Континентальные третичные отложения залегают на этих фаунистически охарактеризованных породах морского палеогена. Возраст континентальных отложений определяется как средний — верхний олигоцен.

К среднему олигоцену относятся континентальные песчано-глинистые отложения с отпечатками листьев и костями индрикотерия — аналоги кутанбулакской и чиликтинской свит Тургая. В восточном борту Тургайского прогиба выше этих отложений залегает песчано-каолиновая свита В. Н. Разумовой (1956), которую она параллелизует с чагарайской (низ) и наурзумской (верх) свитами Тургая. Возраст песчано-каолиновой свиты определяется по флоре как верхний олигоцен. Наурзумская свита в области Казахского нагорья местами залегает на бокситоносных породах.

Неоген. Значительно чаще бокситоносные породы Казахского нагорья перекрыты пятнистыми («пестроцветными») глинами акжарской свиты, которые местами обогащены железистыми бобовинами. Мощность свиты изменчива и колеблется от одного до 70 м.

Выше без резкой границы залегают зеленые монтмориллонитовые глины с марганцовистыми бобовинками, гипсом, мергелями. Эти глины слагают аральскую свиту, возраст которой определяется по находкам костей позвоночных как нижний — средний миоцен. Акжарская свита рассматривается В. Н. Разумовой как мелководная фация нижней части аральской свиты и относится таким образом к нижнему миоцену.

Зеленые глины аральской свиты широко распространены в области:

Казахского нагорья и обычно выполняют крупные впадины второго порядка. На них местами залегают красно-бурые рыхлые суглинки жигандинской свиты среднего — верхнего миоцена.

В Тенизской впадине на этих отложениях, во впадинах, врезанных в подстилающие породы, залегают зеленоватые монтмориллонитовые глины тенизской свиты, иногда мергелистые, с песками и галечниками в основании. Остатки костей позвоночных, собранные в этих глинах сотрудниками Казахской экспедиции МГУ—МГРИ, были определены В. И. Громовым и Э. Ванденгейм. По этим определениям тенизская свита имеет миоцен-плиоценовый возраст. Мощность тенизской свиты 15—20 м.

Четвертичные отложения делятся на древние и современные. И те и другие представлены терригенными рыхлыми породами делювиального, пролювиального, аллювиального или озерного происхождения.

Распространение коры выветривания в Северном Казахстане обнаруживает отчетливую связь с современной тектонической структурой области.

На фоне общего поднятия Казахского нагорья могут быть выделены крупные впадины, выполненные третичными и четвертичными отложениями. Две впадины — Тенизская и Шоиндыкульская расположены в северной части нагорья и образовались на месте крупной палеозойской мульды, описанной под названием Тенизской (Богданов и др., 1957). Их разделяет относительно поднятая область бассейна р. Терсакан. К югу от Тенизской и Шоиндыкульской впадин располагается поднятие Сарысу-Тенизского водораздела, которое и в палеозое являлось поднятой областью. С юга его ограничивает Сары-Суйская впадина. На западе структуры Казахского нагорья примыкают к Тургайской синеклизе.

Распространение коры выветривания на всей обширной территории Казахского нагорья можно видеть на рис. 2.

Кора выветривания во впадинах под покровом более молодых пород изучалась по данным буровых и геологосъемочных работ Карагандинского геологического управления. По этим данным в крупных депрессиях кора выветривания развита на больших площадях в виде сплошного покрова на породах палеозоя и докембрия. Она достигает здесь значительной мощности, местами превышающей 100 м, и представлена в таких случаях глубоко измененными породами. Область поднятия Сарысу-Тенизского водораздела не несет сплошного покрова коры выветривания. Здесь кора сохранилась только в виде пятен на сравнительно ограниченных площадях и имеет мощность, которая не превышает десятков метров. Степень измененности пород здесь также относительно невелика.

В восточной части Тургайской синеклизы кора выветривания не имеет широкого распространения. В. Н. Разумова (1956) указывает на присутствие коры под покровом юрских и морских третичных отложений несколько севернее рассматриваемой площади. По данным поискового бурения последних лет морской палеоген залегает непосредственно на породах палеозоя и докембрия и только восточнее по краю Казахского нагорья появляются выветрелые породы.

Современное распространение коры выветривания обусловлено существующим рельефом. Выходы выветрелых пород обычно наблюдаются в области водоразделов, т. е. там, где сохранились дочетвертичные формы рельефа (Разумова, 1956).

Описание коры выветривания удобнее всего вести, придерживаясь современного тектонического районирования области. Номера разрезов, описанных в тексте, отмечены на схеме рис. 2.

Глава II

ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ШОИНДЫКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Шоиндыкульской впадины кора выветривания изучена довольно полно по материалам разведочного бурения.

Породы палеозоя и докембрия, слагающие фундамент Шоиндыкульской впадины, в верхней части повсюду изменены процессами выветривания. Под покровом третичных и четвертичных отложений кора выветривания хорошо сохранилась от действия эрозии на всей территории впадины. Породы коры выветривания являются тем горизонтом, который подстилает бокситоносные породы всюду, где они встречены. Немногие обнажения коры выветривания вскрыты реками, текущими в сторону Тургайской впадины. В западном борту Шоиндыкульской впадины кора обнажается в долинах рек Тасты, Жусалы, Байгожа, Акжар, Аркалык. Тюльку-Сай, в нескольких грядах, приуроченных к крыльям Аркалыкской синклинали и других палеозойских структур.

Наиболее полные разрезы коры выветривания можно встретить только в буровых скважинах.

К числу главных типов пород, с точки зрения развития на них коры выветривания, относятся в первую очередь породы, слагающие две толщи, различные в литологическом отношении. Обе толщи распространены в центральной части Шоиндыкульской впадины. Более древнюю из них — толщу нерасчлененного среднего девона — франского яруса слагают конгломераты, песчаники-аркозы, алевролиты, аргиллиты. Толща фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона карбонатная и состоит из известняков и известковисто-доломитовых пород с прослоями глинистых сланцев. Эти две толщи являются материнскими породами для коры выветривания, подстилающей бокситы Амангельдинских месторождений. В западном крыле Шоиндыкульской впадины обнажаются метаморфические сланцы докембрия, также несущие покров мощной коры выветривания. В восточной части распространены карбонатно-сланцевые и песчано-сланцевые породы визе, намюра и среднего карбона. Все они прорваны в разных местах интрузиями гранитоидов.

По внешнему виду кора выветривания представляет собой толщу слоистых глин, в нижней части преимущественно серых или черных, в верхней — желтых и лиловых, переслаивающихся между собой, реже розовых и красноватых. Вниз по разрезу эти породы постепенно переходят в одних случаях в известково-доломитовые породы фаменского яруса с глинистыми прослоями, в других — в аргиллиты, алевролиты и

песчаники франского яруса. В этом случае нижняя часть разреза имеет коричневую окраску. Окраска низов глинистой коры выветривания на метаморфических сланцах зеленоватая, на гранитоидах — розовая.

Кора выветривания карбонатных пород фаменского яруса верхнего девона — низов турне

Карбонатная толща верхнего девона — низов турнейского яруса залегает, как правило, в ядрах синклинальных структур, крылья которых сложены песчано-сланцевыми породами среднего девона — франского яруса. Почти повсеместно эта толща несет на себе следы выветривания.

Верхняя часть карбонатной толщи вскрыта многими скважинами в районе Амангельдинских месторождений на глубину более 100 м. Наиболее полный ее разрез можно наблюдать в скважине № 50 гидрогеологическая, пробуренной до глубины 471 м в ядре Аркалыкской синклинали. По данным Э. М. Падве, определявшей фауну, эта скважина пересекает нижнюю часть турнейского яруса (кассинские слои) и верхние горизонты фамена.

Разрез изучался нами главным образом при помощи петрографического описания шлифов. При определении состава карбонатных минералов и количественных соотношений различных компонентов применялись окрашивание шлифов хлорным железом и сернистым натром (метод В. Б. Татарского, 1952), а также карбонатный анализ.

В разрезе скважины снизу вверх могут быть выделены три пачки:

- 1) пачка алевролитов и аргиллитов;
- 2) пачка известняково-доломитовых пород с прослоями аргиллитов и алевролитов;
- 3) пачка известняково-доломитовых пород.

Пачка алевролитов и аргиллитов. Глубина 470—422 м. Алевролиты зеленовато-серые с вишнево-бурыми прослоями, тонкослоистые, встречаются прослойки аргиллита. Слоистость четкая, толщина слоев порядка нескольких миллиметров. Порода сланцеватая, колется на ровные плитки. Вся толща в целом дислоцирована, наклон слоев 40°. Фауна не обнаружена.

В породах наблюдается рассеянная вкрапленность пирита в виде неправильной формы включений и кубических кристалликов. Примесь пирита составляет в отдельных прослоях до 5% породы.

Алевролиты содержат тонкие прослойки и линзочки мелкокристаллического кальцита и доломита. В составе алевролита присутствуют зерна кварца, плагиоклаза, доломита и в меньших количествах чешуйки хлорита и серицита, встречаются единичные окатанные зерна циркона, размером до 0,1 мм. Цемент карбонатный с примесью глинистого материала, состоит в основном из скрытокристаллического кальцита и несколько более крупнокристаллического доломита.

Карбонатные прослойки имеют мощность 0,2—0,5 мм, линзообразно выклиниваются; иногда карбонат образует пятна. И пятна, и прослойки сложены мелкими (тысячные доли миллиметра) кристалликами кальцита и доломита, в основном ромбоэдрами. Преобладает доломит.

Пачка известняково-доломитовых пород с прослоями аргиллитов и алевролитов. Глубина 422—310 м. Переход от нижележащей пачки постепенный.

В нижней части алевролиты и аргиллиты серые и черные, зеленовато-серые и вишнево-бурые чередуются между собой и содержат известняково-доломитовые прослои темно-серого и черного цвета. Толщина прослоев от 0,5 см до 0,5 м. Всюду присутствует пирит в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Отдельные прослои карбонатной

породы достигают мощности 1—2 м. Порода массивная и несет следы растворения в виде каверн, часто выполненных кальцитом.

В нижней части пачки преобладают алевролиты, в верхней — карбонатная порода с более редкими пачками тонкослоистых алевролитов. Падение слоев под углом 40°.

Под микроскопом алевролиты имеют тот же состав, что и в ниже лежащей пачке, но в отличие от них почти не содержат примеси чешуек хлорита. Цемент в одних прослоях глинистый, гидрослюдистый, присутствует примерно в равных количествах с зернами. В других прослоях цемент глинисто-карбонатный. Помимо этого, карбонаты присутствуют в составе алевролита в виде линз, пятен и тонких прослоев, сложенных скрытокристаллическим кальцитом и доломитом с рассеянными в общей массе более крупными ромбоэдрами. В виде примеси присутствуют глинистые частицы, пирит. Наблюдаются прожилки органического вещества.

Карбонатные прослои, чередующиеся с алевролитами, сложены мелкокристаллическим равномернокристаллическим доломитом, который состоит из ромбоэдров размером до 0,02 мм. Отдельные участки — крупнокристаллические, с небольшой примесью угловатых зерен кварца размером до 0,1 мм.

Порода такого строения сменяется участками пелитоморфного кальцита с примесью глинистого материала. В кальцитовой массе рассеяны кристаллики доломита. Трещины и небольшие пустоты выполнены кристаллами кальцита, которые имеют форму ромбоэдров. В качестве примеси присутствуют алевролитовые зерна кварца, плагиоклаза, кубики пирита и включения органического вещества.

Текстура массивная, пятнистая. Наблюдаются отчетливые стилолитовые швы, выполненные глинистым и органическим веществом.

Пачка известняково-доломитовых пород. Глубина 310—38 м. Порода темно-серого, почти черного и серого цветов, мелкокристаллическая, массивная. Участки равномернокристаллического кальцита чередуются со скрыто- и мелкокристаллическими кальцитовыми участками со значительной примесью глинистого вещества.

Местами порода кавернозная; стенки небольших (до 3 см) каверн покрыты мелкокристаллическим кальцитом. По всему разрезу наблюдается присутствие фауны. Ее скопления обогащают слои мощностью в несколько метров, чередующиеся со слоями, где отпечатки фауны встречаются редко.

Под микроскопом видно, что участки микрокристаллического строения состоят из органических остатков, в одних случаях мелких, в других крупных, которые составляют до 50% породы. Среди них различаются членики криноидей, мелкие фораминиферы, мшанки и обломки раковин брахиопод.

Цемент — микрокристаллический кальцит, содержит примесь органического и глинистого вещества. Присутствуют редкие зерна кварца и полевого шпата. В мелкокристаллической массе местами рассеяны ромбоэдрические кристаллики доломита, кубики пирита. Участки мелкокристаллического доломита сложены тесно примыкающими друг к другу ромбоэдрическими кристалликами, размер которых колеблется от 0,02 до 0,1 мм. Примесь — органическое вещество.

В этой пачке встречено наибольшее количество фауны почти по всему разрезу карбонатной пачки.

От 285 (ниже фауна не определялась) до 156 м определены: *Spirifer sulcifer* Hall et Clarke, *Sp. sulcifer* var. *sphaeroidea* Nal., *Sp. sulcifer* mut. *ulensis* Nal., *Sp. cf. sulcifer* mut. *tenisica* Nal., *Sp. kurban* Nal., *Sp. platynotus* Nal.

non Well., *Chonetes hardrensis* Phill., *Athyris anngelica* Nal., *Schizophoria* Sp. Все перечисленные формы представляют собой обедненный комплекс сульфидных слоев фаменского яруса.

Выше лежащая толща от 156 до 72 м характеризуется следующими видами: *Spirifer insulcifer* Vas., *Sp. insulcifer* var. *sphaeroidea* Nal., *Sp. ex. gr. sibiricus* Lib., *Sp. platynotus* Nal. non Well., *Sp. cf. julii* Deher., *Sp. dada* Nal., *Sp. cf. jeffersonensis* Well., *Chonetes hardrensis* Phill., *Chonetes bulaxensis* Nal., *Chonetes setigera* Hall, *Ch. zamedini* Sim., *Athyris tau* Nal., *Productus semisbugensis* Nal., *Pr. cf. niger* Goss., *Pr. cf. proelongus* var. *semisbugensis* Nal.

Э. М. Падве считает этот комплекс характерным для слоев этрен. От 72 до 49 м определены: *Spirifer marionensis* Schum., *Sp. cf. sibiricus* Lib., *Sp. cf. jeffersonensis* Well., *sp. Kazak* Nal., *Sp. cf. platynotus* Well., *Sp. insulcifer* Vas., *Chonetes cf. ornata* Schum., *Reticularia* sp.

Все эти формы, по Э. М. Падве и М. С. Быковой, представляют собой типичный, но обедненный комплекс нижнего турне.

Верхняя часть пачки известняково-доломитовых пород с глубины 49,9 до 38 м сильно изменена. Кальцит — доломитовая порода, описанная выше, сохранилась в виде останцовых глыб, как бы сцементированных глинистым веществом. Порода трещиноватая, кавернозная, по трещинкам налеты гидроокислов железа, каверны часто заполнены кальцитом, иногда кварцем или гипсом. Встречаются отпечатки фауны.

Здесь Э. М. Падве определены: *Spirifer cf. marionensis* Schum., *Sp. cf. sibiricus* Lib., *Chonetes ornata* Schum., *Chonetes zamedini* Sim., *Chonetes dalmaidna* Kok., *Syringopora* sp., *Ganinia* sp.

Все эти формы, по М. С. Быковой и Э. М. Падве, относятся к низам турнейского яруса.

Пачка глин — результат выветривания нижележащих глинисто-карбонатных пород. Глубина 38—32 м. Глины сиреневые, серые, местами вишневые и желтые, четко слоистые. Глинистые прослой чередуются с прослоями алевролитов, реже встречаются прослой тонкозернистого песчаника. Толщина слоев 1—2 см. В нижней части пачки глина содержит куски кальцит-доломитовой породы, кавернозные, частично растворенные.

Карбонатная толща несогласно перекрыта пестроокрашенными глинами пестроцветной свиты миоцена.

Как видно из описания разреза, карбонатная толща верхнего девона — турнейского яруса в значительной степени обогащена глинистым материалом.

Количественную характеристику соотношений карбонатной и глинистой составляющей в каждой из трех пачек разреза дают результаты карбонатного анализа, выполненного для 16 образцов в лаборатории ГИН АН СССР (табл. 1).

Таблица 1

Результаты карбонатного анализа пород верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона из скважины № 50

Пачки	Глубина взятия образца, м	М. н. о.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Σ	CaCO ₃	MgCO ₃	CO ₂ изб
Пачка известняково- доломитовых пород. Глубина 49—310 м	61.5—63 ^a	14.02	1.14	43.62	2.77	37.70	99.25	77.82	5.79	0.48
	64.5—68 ^b	4.08	0.40	51.81	1.34	42.25	99.83	92.43	2.80	0.12
	85—89 ^a	19.60	1.54	37.80	4.30	35.00	98.24	67.43	8.99	0.68
	85—89 ^b	5.46	0.84	29.08	19.78	44.45	99.61	51.88	41.09	0.14
	109—112.6	35.60	2.12	28.02	4.20	27.00	96.94	49.99	8.78	0.45
	144—146.8	18.24	0.84	43.88	0.67	34.85	98.48	78.28	0.86	0.26
	281—287 ^a	26.66	1.70	35.42	3.25	31.45	98.48	63.19	6.79	0.14
	281—292 ^b	32.32	1.80	29.34	4.97	29.05	97.48	52.34	10.39	0.63

Продолжение табл. 1

Пачки	Глубина взятия образца, м	М. н. о.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Σ	CaCO ₃	MgCO ₃	CO ₂ изб
Пачка извест- няково-доло- митовых пород с прослоями аргиллитов и алевролитов. Глубина 310—422 м	307,5—311 ^б	12,72	3,00	29,07	14,43	38,53	97,75	51,86	30,17	
	307,5—311 ^а	49,30	1,10	23,00	2,67	21,30	97,37	41,03	5,58	0,36
	349—355 ^б	2,64	0,40	53,40	0,57	42,85	99,86	95,26	1,19	0,37
	395,5—401,5	40,36	2,28	23,00	7,07	25,50	98,21	41,03	14,31	0,23
	401,6—406 ^а	43,74	1,60	26,96	1,91	22,75	96,96	48,09	3,10	0,43
	401,6—406 ^б	84,58				0,69				
Пачка алевролитов и аргиллитов. Глубина 422—470 м	461—467 ^а	44,32	4,18	23,79	3,63	21,50	97,42	42,44	5,46	1,02
	461—467 ^б	77,60				5,24				

Глинистый материал и другие нерастворимые примеси играют значительную роль в составе пород. Содержание их (м. н. о.)¹ колеблется от 4,08 до 84,58%. В нижней части разреза терригенный материал в ряде случаев преобладает над карбонатным и даже в верхней части в среднем составляет 15—20% породы.

Весьма сходное строение карбонатной толщи фаменского — турнейского ярусов наблюдается в разрезе скважины № 53 гидрогеологическая и во многих других глубоких скважинах.

Глинистый материал располагается в них по-разному. В ряде разрезов пачки алевролитов и аргиллитов встречаются не только в основании разреза, как в скважине № 50, но и среди карбонатных пород в верхних его горизонтах.

Карбонатные пачки представлены известняками, чаще всего органогенно-детритусовыми или мелкокристаллическими с фауной. Известняки чередуются с доломитами, которые образуют в них линзы, гнезда, пятна. Известняки часто также доломитизированы. Карбонатные породы, обогащенные терригенным материалом, обычно обладают тонкой слоистостью.

В обоих крыльях Аркалыкской синклинали и в восточном крыле Акжар-Ашутской несколькими скважинами вскрыты разрезы фаменской толщи, в которых глинистые сланцы и алевролиты преобладают над карбонатными породами. В таких случаях толща имеет преимущественно глинистый состав и содержит редкие прослои карбонатных пород. Разрезы этого типа наблюдаются в скважинах № 30, 37, 4910, 3770, 4514 и других.

Помимо рассмотренного типа карбонатной толщи, то в большей, то в меньшей степени обогащенной глинистым материалом, среди пород фаменского яруса нами встречены:

известково-доломитовые породы, содержащие прослои эффузивного материала;

известково-доломитовые породы с прослоями алевролитов и песчаников и

известковистые песчаники.

Такие породы если и не слагают всей толщи фаменского яруса, то во всяком случае образуют в ней значительные по мощности пачки.

Особенности строения этих толщ, структурные и текстурные признаки обычно отражаются в продуктах их выветривания.

¹ М. н. о. — минеральный нерастворимый остаток.

Б. А. Тюрин (1956, 1958), по данным нескольких скважин (№ 30, 37 и особенно № 50 гидрогеологической), пробуренных в районе Амангельдинских месторождений, выделяет алевролитовую пачку в отдельную свиту «черных пиритизированных аргиллитов». По его представлениям, свита залегает ниже известняков фамена на конгломератах и песчаниках среднего — верхнего девона ($D_2 + D_3^1$) и представляет собой нижний горизонт фамена. Мощность свиты 100—200 м. На поверхности она нигде не обнажается.

По нашим наблюдениям над составом пород верхнего девона по многим скважинам, «свита» В. А. Тюрина является фациальной разновидностью карбонатных и глинисто-карбонатных пород фаменского яруса верхнего девона.

Приведенные данные позволяют считать толщу пород фамена и турне не карбонатной, а глинисто-карбонатной.

Ниже приводим описания разрезов коры выветривания для рассмотренных здесь разновидностей глинисто-карбонатных пород фамена и турне.

Разрез 1. Кора выветривания известняково-доломитовых пород с прослоями алевролитов и аргиллитов

Ввиду того, что в разрезе коры выветривания скважины № 50 присутствуют только нижние горизонты выветрелой толщи, мы приводим здесь более полный ее разрез по скважине № 6060. Скважина пересекает снизу вверх следующие породы.

Слабо измененные коренные породы. Глубина 67—65 м. Представлены серым песчаникоподобным доломитом со сланцеватой текстурой. По трещинам наблюдаются бурые железистые налеты. Другие разновидности карбонатной толщи здесь не вскрыты.

Под микроскопом видно, что порода состоит из тесно примыкающих друг к другу ромбоэдров доломита размером 0,01—0,2 мм. Породы равномернокристаллическая, в тонких прожилках гидрогематит.

Изучение коры выветривания западной части Казахского нагорья показало, что она имеет зональное строение (Лисицына, 1955). В разрезе выветрелых толщ, развитых по осадочным породам палеозоя, выделяются три зоны, которые при описании разрезов мы будем обозначать цифрами I, II и III снизу вверх по разрезу.

*Зона гидрослюдистых глин (I). (Нижняя зона коры выветривания.)
Глубина 65—45 м*

Прямо на доломите залегает серая глина, выше желтая песчанистая, иногда брекчированная с включениями обломков розовой, желтой и черной сажистой глины. Местами в глине присутствуют красно-бурые железистые бобовины.

Под микроскопом видно, что серая глина самой нижней части разреза (65—64 м) имеет гидрослюдистый состав с небольшой примесью чешуек каолинита и содержит очень немного угловатых зерен кварца размером от сотых долей до 2 мм. Структура глины весьма своеобразна. Под микроскопом в параллельном свете глина напоминает доломит и состоит из примыкающих друг к другу четко ограниченных ромбоэдров размером от 0,01 до 0,2 мм (см. приложение, табл. IV, 1, 2, 3). В скрещенных николях основная масса глинистая, чешуйчатой структуры, интерферирует в серых и золотистых тонах, на общем фоне выделяются отдельные чешуйки серицита.

Остаточная структура доломита слабо заметна. Ромбоэдры различаются только по ограничивающим их более светлым полоскам. Зазоры

между ними выполнены гидроокислами железа (см. приложение, табл. IV, 2).

Состав глин с элементами остаточной структуры доломита исследовался с помощью рентгеноструктурного анализа, проведенного в лаборатории Почвенного института АН СССР (аппарат УРС-70 с железным анодом, фильтр марганцевый).

На рентгенограмме образца с глубины 64 м были обнаружены дискретные линии, что указывает на присутствие частиц размером более 0,001 мм. Они принадлежат прежде всего кварцу: 3,36 кх, 1,821 кх, 1,549 кх, 1,385 кх. Ряд отражений характерен для гидрослюда типа гидробитита: 001—10,24 кх, 003—3,36 кх, 004—2,512 кх, 005—2,002 кх. Имеются также отражения, характерные для каолинита: 001—7,04 кх, 002—3,58 кх. Нагревание до 600° вызвало исчезновение линий каолинита, а линии кварца стали ярче. При сравнении рентгенограмм неориентированных агрегатов с глицерином и без глицерина заметных смещений в области 10 кх не выявлено.

Следовательно, в образце имеется гидрослюда, каолинит, обнаружен кварц.

Выше по всему разрезу рассматриваемой зоны глины с остаточной структурой доломита присутствуют в виде прослоев и линз, иногда образуют гнезда в типичной алевритистой глине.

Желтые и пятнистые глины, сменяющие серые, вверх по разрезу песчанистые и алевритистые, местами содержат до 20—30% кластического материала и переходят в глинистый песчаник и алевролит.

Под микроскопом в составе зерен различаются кварц и аргиллиты, превращенные в глину. Преобладают зерна угловатые и слабо окатанные, размер их колеблется от сотых долей миллиметра до 2 мм и меняется в разных частях породы. В составе глинистых частиц присутствуют как гидрослюда, так и каолинит. Зерна кварца в ряде случаев даже в самых нижних горизонтах толщи корродированы гидроокислами железа. Кроме того, последние обрастают вокруг зерен, образуя бобовины (приложение, табл IX, 4). Бобовины представляют собой сгустки гидроокислов железа округлой или овальной формы, четко отграниченные от основной массы. Размер их от 2—3 до 5 мм.

Зерна кварца замещаются также глинистым веществом. Помимо зерен, в породе присутствуют кристаллы вторичного кварца в виде хорошо образованных призм и шестигранных табличек размером до 1 мм. В основной массе наблюдаются псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту.

Цементирующая масса, составляющая главную часть породы, имеет гидрослюдистый и каолинит-гидрослюдистый состав.

Прослои гидрослюдистых и каолинит-гидрослюдистых глин с остаточной структурой доломита встречены нами на глубине 64, 63, 53, 51, 48 и 45,5 м.

Эти прослои следует рассматривать как продукт глубокого перерождения первоначально глинисто-карбонатной породы (доломит, глинистая известняково-доломитовая масса) в процессе выветривания. Таким образом, материнская порода, превращенная затем в глинистую кору выветривания, состояла из глинисто-доломитовых прослоев, чередующихся с песчаниками и алевролитами. Доломиты и глинистый известняк не всегда образуют выдержанные прослои, но часто встречаются в виде линз и гнезд. Кальцит, который присутствует в составе толщи, так же как и доломит, не обладает столь же четкой структурой, а потому реликты его в глинистых продуктах выветривания слабо улавливаются. Пользуясь реликтовыми структурами, убеждаемся, что глинистая толща

скважины № 6060 имела до ее изменения процессами выветривания примерно тот же состав и то же строение, что и толща, вскрытая скважиной № 50, рассмотренная нами ранее.

По составу глин мы считаем рассмотренную пачку нижней зоной коры выветривания — зоной гидрослюдистых глин с примесью каолинита (Лисицына, 1955). В ней отчетливо сохраняются остаточные структуры материнской породы.

Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд (II). (Средняя зона коры выветривания.) Глубина 45—25 м

Желтые слоистые глины с извилистыми прослойками серого и сиреневого цвета, часто песчанистые и алевроитистые. В нижней части встречаются прослойки брекчиевидной текстуры, в верхней — лиловая мраморовидная тонкослоистая глина. Слои наклонены под углом 40—75°. Под микроскопом глина каолинистая с примесью гидрослюд, окрашена гидроокислами железа, содержит от 1—2 до 10% угловатых зерен кварца размером до 0,1 мм. Выделяются чешуйки гидрослюды и вермикулиты каолинита размером 0,08—0,03 мм.

В глине обнаружены поперечные и продольные срезы органических остатков (криноидей?), скелет которых замещен глинистым материалом (приложение, табл. III, 1, 2). Присутствие их свидетельствует о том, что разрез пород, подвергавшихся действию процессов выветривания, имел преимущественно карбонатный состав. Другие структурные признаки первоначально карбонатной породы не улавливаются.

Зона каолинистых глин (III). (Верхняя зона коры выветривания.) Глубина 25—22 м

Сложена розовато-лиловой тонкослоистой глиной. Слои наклонены под углом, величина которого колеблется от нескольких до 70—75°.

Под микроскопом можно видеть, что глина представлена каолинитом с примесью мелких чешуек гидрослюды. Структура чешуйчатая, в отличие от вермикулитовой, более характерной для переходной (средней) зоны. Присутствуют редкие зерна кварца, сильно трещиноватые, часто корродированные гидроокислами железа. Последние проникают также по трещинкам. Гидроокислы железа образуют местами конкреции округлой, иногда неправильной формы размером до 4 мм.

Выше без резкой границы на коре выветривания залегают бокситоносные породы.

Как видно из приведенного описания, толща глин представляет собой кору выветривания глинисто-карбонатных пород и связана с ними постепенным переходом. Явные признаки остаточной структуры материнских пород показывают, что вся глинистая толща в целом, включая и верхнюю ее часть, представляет собой кору их выветривания.

Наблюдения под микроскопом выявляют зональное строение коры. Нижняя ее часть мощностью 20 м сложена преимущественно гидрослюдистой глиной. Выше глина каолинистая с примесью гидрослюды (20 м), верхняя часть существенно каолинистая (4 м).

Рассмотрение приведенного разреза показывает, что глинисто-карбонатная толща может быть превращена в процессе выветривания в глинистую за счет растворения карбонатов и некоторого перераспределения глинистого вещества.

*Разрез 2. Кора выветривания карбонатных пород,
содержащих прослой песчаника (скв. № 4401)*

Этот разрез находится на западном борту Шоиндыкульской третичной впадины в междуречье рек Ашут и Тюлькусай. На глубине 52 м скважиной вскрыт темно-серый плотный, крепкий крупнокристаллический известняк с турнейской фауной. Известняк доломитизированный, органогенно-детритусовый, слабо окварцован, содержит примесь глинистого материала.

Вверх по разрезу на расстоянии всего лишь одного метра известняк сменяется глиной. Внешне глина светло-серая, тонкослоистая с прослоями желтого и сиреневого цвета, содержит песчаные прослои. В глине хорошо различимы отпечатки брахиопод. Под микроскопом различается примесь мелкокристаллического кварца. Порода сохраняет структуру доломитизированного, органогенно-детритусового известняка. Видны обломки остракод, криноидей, брахиопод, спикулы губок, очертания ромбоэдров доломита, замещенных глинистым веществом. Такие ромбоэдры рассеяны в породе и имеют размеры от 0,03 до 0,05 мм. При полном замещении доломита глиной грани их сохраняют четкие очертания.

Вверх по разрезу сохранившиеся в породе органические остатки наблюдаются реже, появляется заметная примесь мелких кварцевых зерен. Состав глин гидрослюдистый.

На глубине 32—26 м глина сменяется прослоем крупно- и мелкозернистого кварцевого песчаника с содержанием кварцевых зерен более 30%. Зерна угловатые и слабо окатанные, несут следы растворения. Цемент глинистый, каолинистый с примесью гидрослюд. Акцессорные — мелкие зерна циркона. Внешний вид глины резко меняется — слоистость исчезает, окраска становится очень светлой, почти белой с розоватыми и сиреневыми пятнами, главным образом по трещинам. По облику порода ближе всего напоминает пятнисто-окрашенную песчаную глину верхнего олигоцена, за которую ее иногда ошибочно принимают.

Тем не менее выше по разрезу песчаники снова сменяются глиной, в которой присутствуют обломки брахиопод и гастропод, а местами различаются скопления ромбоэдров доломита, замещенных глиной. Выше залегают зеленые глины неогена.

Рассмотренная глинисто-песчаная пачка представляет собой продукт выветривания своеобразной толщи, доломитизированных органогенно-детритусовых известняков, которые переслаиваются с кварцевым песчаником и алевролитом. Об этом свидетельствуют отчетливые признаки структуры материнской породы. Здесь присутствуют две нижние зоны коры выветривания — зона гидрослюдистых глин и зона каолинистых глин с примесью гидрослюд.

*Разрез 3. Кора выветривания известковистых песчаников
(скв. № 8019)*

Песчаник состоит из карбонатных зерен размером от 0,5 до 3 мм, которые представляют собой окатанные обломки организмов, главным образом криноидей. Некоторые из этих организмов частично окварцованы.

Цемент песчаника представлен алевролитистой глиной, каолинист-гидрослюдистой по составу с примесью органического вещества и пирита в виде отдельных кристаллов и микрокристаллических агрегатов.

Характерной особенностью слабыветрелых пород такого состава является замещение отдельных карбонатных обломков глинистым веществом. В начальные стадии замещения карбонатные обломки на контакте с глинистым цементом приобретают неровные зазубренные края.

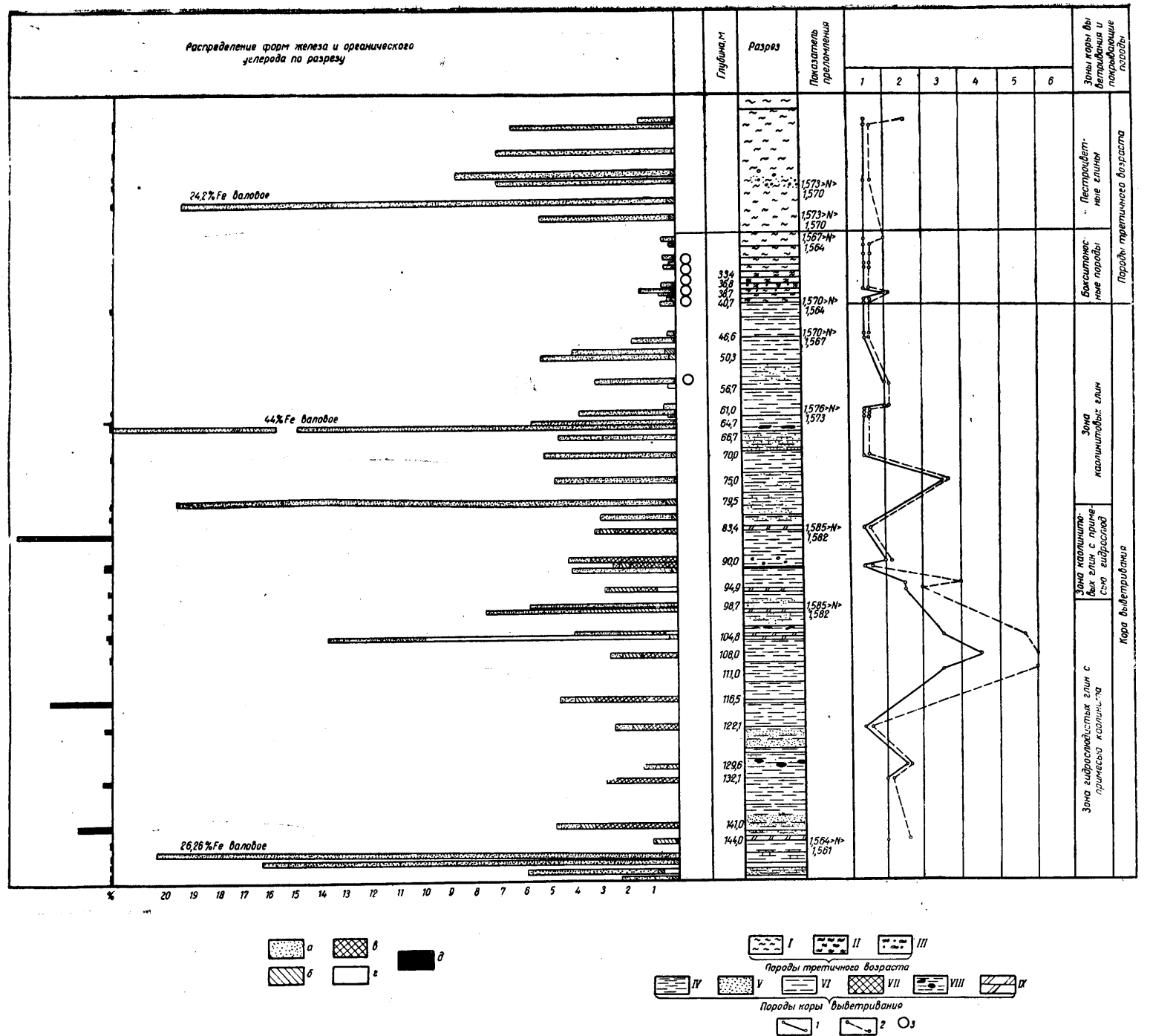


Рис. 3. Зоны коры выветривания пород фаменского яруса и распределение в них органического углерода и форм железа

Обозначения к диаграмме

а — железо окисное; б — железо закисное растворимое; в — железо закисное сульфидное; г — железо закисное обломочное; д — углерод органический

Обозначения к колонке

Породы третичного возраста

I — глины пестрые; II — безбобовые бокситы и бокситоносные глины; III — бобовые бокситы и бокситоносные глины. Породы коры выветривания: IV — глины; V — глинистые пески; VI — углистые включения; VII — железистые алевролиты; VIII — железистые конкреции в глинах; IX — глины с примесью сидерита;

1 — кривая окрашивания глин метиленовым голубым; 2 — кривая окрашивания глин метиленовым голубым + KCl; 3 — свободный глинозем

Глинистое вещество проникает также по трещинкам, заполняет естественные пустоты (например, каналы у криноидей), разъедая карбонат. Почти полностью замещенные глиной обломки распознаются по мелким остаткам еще не замещенной карбонатной породы.

Верхние зоны коры выветривания здесь отсутствуют.

Разрез 4. Кора выветривания толщи алевролитов и аргиллитов с карбонатными прослоями (скв. № 3770)

Скважина № 3770 пробурена в северо-восточном крыле Акжар-Ашутской синклинали.

Результаты изучения этого разреза представлены на рис. 3.

Кривые нагревания глин приведены на рис. 4.

Рассматривая кривые нагревания, следует иметь в виду, что термическому анализу подвергались образцы глинистых пород коры выветривания без предварительной подготовки. Органическое вещество, гидроокислы железа, пирит, карбонаты и другие компоненты не удалялись. Таким образом, результаты анализа показывают не только преобразование минералов глин, но изменение глинистых пород коры в целом. Поэтому кривые нагревания для нижней зоны, где присутствуют многие примеси, довольно сложные, в верхней зоне мы наблюдаем почти чистый каолинит или каолинит с примесью гидроокислов железа.

Скважина не достигла неизмененных, материнских пород палеозоя, однако состав и строение пород нижних горизонтов коры выветривания, сохранивших особенности материнской толщи, дают достаточное представление о ее составе.

Снизу вверх обнажаются:

I) зона гидрослюдистых глин, глубина 151,6—98 м;

II) зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды (глубина 98—80 м) и

III) зона каолинитовых глин, глубина 80—40 м.

Зона гидрослюдистых глин (I). Глубина 151,6—98 м

Глины темно-серые, иногда черные и светло-серые, слоистые. Слоистость тонкая, выражается в чередовании более темных и светлых прослоев толщиной в несколько миллиметров. Иногда чередуются глинистые и песчанистые или алевролитистые прослои. Часто в породе рассеяны мельчайшие кристаллики пирита.

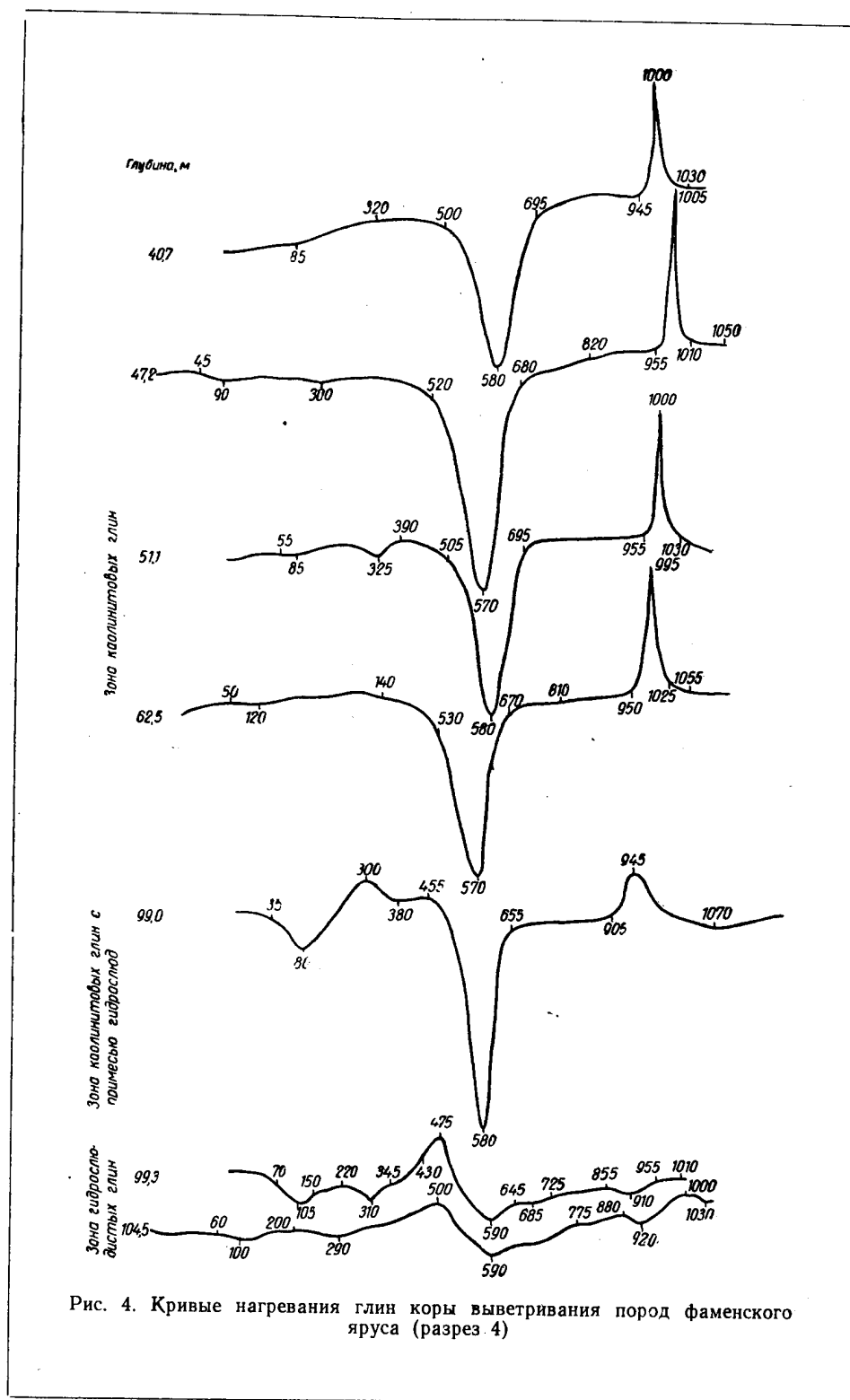
Тонкослоистые пачки разной мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров чередуются в разрезе с неслоистыми черными и темно-серыми глинами. Слои наклонены, местами сильно смяты. Угол наклона колеблется от 45 до 80° (приложение, табл. II, I).

Под микроскопом в тонкослоистой глине различаются:

1. Прослои гидрослюдистой глины чешуйчатого строения с золотистыми тонами интерференции, иногда с небольшой примесью каолинита.

2. Прослои алевролитистой глины, обогащенной зернами кварца, каолинита, полевых шпатов, иногда микроклина с чешуйками серицита и глинистым цементом, гидрослюдистым по составу. Размер зерен — до 0,1 мм. В качестве примеси присутствуют в небольших количествах кристаллы пирита и органическое вещество. Из аксессуарных чаще всего встречается циркон. В ряде случаев в глине присутствует халцедон, который выполняет трещинки и пустоты или образует мелкие линзочки в породе.

В нижних горизонтах на глубине 146,5—151,5 м встречаются очень плотные красно-бурые прослои железистого песчаника и алевролита толщиной порядка нескольких сантиметров.



Красный железистый алевролит с глубины 146,5 м состоит из зерен кварца, сцементированных гидроокислами железа. Зерна размером до 0,1—0,2 мм угловатые, края их неровные, корродированы цементом. Наряду с кварцевыми зернами присутствуют зерна кварцита и чешуйки серицита.

Порода пористая, по-видимому, из-за полного выщелачивания части кварцевых зерен и, возможно, другого растворимого минерала.

Наряду с глинистыми и алевролитовыми прослоями встречаются прослой глинисто-карбонатных пород. Один из таких прослоев на глубине 104,8 м представляет собой гидрослюдистую глину с пятнисто расположенными в ней скоплениями крупнокристаллического сидерита. Кристаллы сидерита размером 0,01—0,1 мм имеют зонарное строение; встречаются также отдельные рассеянные в глине кристаллы и прослой мелкокристаллического строения. Глина имеет гидрослюдистый состав с примесью каолинита и чешуйчатую структуру. Местами сидерит количественно преобладает над глиной.

В виде примеси присутствуют единичные зерна микроклина размером 0,1 мм, серицита, пирита в виде кубических кристалликов размером до 0,2 мм, плагиоклазов. Акцессорные — циркон.

По данным химических анализов, примесь сидерита в количестве нескольких процентов присутствует в глинистых прослоях на глубине 104,5 м и в вышележащей пачке на глубине 99,3, а также 95 м.

Зона каолинистых глин с примесью гидрослюды (II). Глубина 98—80 м

Серые глины переслаиваются с желтыми, в верхней части появляются сиреневые прослой. Тонкослоистые пачки по-прежнему чередуются с неяснослоистыми, местами глины песчаные, песок образует в глине небольшие линзообразно выклинивающиеся прослой. Сиреневые глины имеют мраморовидный облик благодаря чередованию более темных, светлых, лиловых и белых прослоев. В верхней части пачки желтая глина иногда пятнисто окрашена в красный цвет. Слоистость извилистая, наклонная, преобладает угол наклона 45°.

Под микроскопом желтые глины гидрослюдистые или гидрослюдисто-каолинистые, содержат угловатые зерна кварца размером до 0,1 мм, присутствующие в количестве до 30%. Глина окрашена бурими гидроокислами железа. Присутствуют линзообразные скопления мелкокристаллического кварца. Текстура микрослоистая, иногда пльчатая. В серых и черных прослоях примесь пирита и органического вещества, присутствуют чешуйки серицита. Пирит и органическое вещество либо рассеяны в породе, либо концентрируются по слоистости. Пирит иногда окислен по краям. Зерна кварца корродированы гидроокислами железа.

Зона каолинистых глин (III). Глубина 80—40 м

Чередуются лиловые мраморовидные пятнистые, чаще тонкослоистые глины и желтые, а также белые глины (приложение, табл II, 2). Чередование прослоев разной окраски обычно тонкое, толщина прослоев несколько сантиметров, мощность желтых и лиловых тонкослоистых пачек достигает нескольких метров.

Встречаются редкие прослой песчаников. Под микроскопом желтые и сиреневые глины имеют каолинистый состав, редко с примесью гидрослюды.

На глубине 67 м и выше много крупных (0,5 м) трещиноватых слабоокатанных зерен кварца (приложение, табл. X, 2), трещинки часто

заполнены гидроокислами железа, которые корродируют зерна по краям. Массовое присутствие трещиноватых корродированных зерен кварца, носящих явные следы растворения, — характерная особенность верхних горизонтов описываемой толщи. Присутствуют также сгустки мелкокристаллического халцедона.

В составе бокситоносной пачки, залегающей на коре выветривания, и самих бокситов также присутствует трещиноватый кварц. В глинах вплоть до глубины 40,7 м встречаются окварцованные обломки фауны.

В соседних разрезах той же выветрелой толщи в верхних зонах (II и III) встречаются скопления красно-бурых плотных железистых бобовин. Размер их колеблется от 1—2 до 5 мм, форма неправильная, чаще округлая. Состав бобовин специально не изучался. По наблюдениям под микроскопом бобовины представляют собой сгустки гидроокислов железа, пропитывающие отдельные участки породы и имеющие простое строение. Этим они отличаются от сложных бобовин, распространенных в бокситах, внутренняя часть которых обычно имеет мелкобобовое строение.

Разрез 5. Кора выветривания карбонатных пород с прослоями туфов

В скважине № 60 Амангельдинского месторождения вскрыт разрез коры выветривания карбонатных пород фаменского яруса, содержащих прослой туфогенного материала.

В нижней части разреза известково-доломитовая порода переслаивается с глинистыми прослоями, присутствуют также прослой плагиоклазового туфа с основной массой из темного, слабо раскристаллизованного стекла.

Выше по разрезу карбонаты исчезают, толща приобретает глинистый состав, в нижней части гидрослюдистый, выше каолинистый.

Разрез 6. Кора выветривания туфогенных пород турнейского яруса нижнего карбона (скв. № 27)

До сих пор присутствие кремнистых туфов в разрезе турнейского яруса в районе Амангельдинских месторождений не было известно.

Их присутствие было обнаружено при микроскопическом описании разреза из скважины № 27 (сопка Уш-Тюбе) при консультации В. Н. Разумовой. Скважина пересекла толщу кремнистых пород мощностью более 80 м с многочисленными остатками мшанок, брахиопод, криноидей и кораллов.

При рассмотрении под микроскопом пород из самых низов разреза, пройденного скважиной, обнаружилось, что они представляют собой микрокристаллический агрегат кварца с примесью редких более крупных зерен и многочисленными перекристаллизованными спиклами губок.

Раковины брахиопод и скелеты мшанок окремнены почти нацело. Реликты карбонатов сохранились лишь в незначительных количествах.

Массовое присутствие спиклов губок свидетельствует о том, что мы имеем здесь дело не со вторично окремненным известняком, как считали ранее, а с породой карбонатно-кремнистой по составу. Присутствие карбонатов доказывают многочисленные организмы с карбонатным скелетом (мшанки, брахиоподы, кораллы), встречающиеся по всему разрезу.

Ряд признаков структурных и текстурных, таких, как пористость, присутствие заостренных зерен кварца, спутанно-волокнистая структура основной массы, говорят о туфогенном происхождении породы, что позволяет определить ее как кремнистый туффит.

Таким образом, в составе турнейских отложений, слагающих сопку Уш-Тюбе, присутствуют туфогенные породы, имеющие значительную

мощность (десятки метров по скважине № 27, которая пересекла только часть толщи). Ниже приводим разрез коры выветривания этих отложений.

I и II зоны гидрослюдистых глин и каолинистых глин с примесью гидрослюд

На глубине 90 м встречена порода светло-серого и лиловато-серого цвета, песчаникоподобная, тонкослоистая. Чередуются прослои толщиной 1—2 мм, окрашенные гидроокислами железа в темно-лиловый цвет и почти неокрашенные, светло-серые. Местами присутствуют мелкие линзочки толщиной 1—3 см белого глинистого материала.

Выше, с глубины 84,5 м, порода становится трещиноватой и легко раскалывается на мелкие остроугольные обломки размером 2—5 см, стенки трещин окрашены гидроокислами железа в желтый цвет. При рассмотрении породы простым глазом видна микропористая ее текстура.

Тонкослоистая порода переслаивается с массивными прослоями.

И в той и в другой разновидности присутствуют обильные отпечатки крупных брахиопод и мшанок из семейства Fenestellidae.

По внешнему облику порода напоминает окремненный известняк. В отдельных прослоях наблюдается вкрапленность кубических кристалликов пирита.

Под микроскопом в шлифе из тонкослоистой ее разновидности (глубина 90 м) различается мелкокристаллическая основная масса и включения.

Включения составляют 2—3% породы и представлены зернами кварца угловатой формы размером 0,01—0,1 мм. Различаются также заостренные изогнутые обломки, характерные для туфовых пород, присутствуют редкие чешуйки серицита. Мелкокристаллический кварц замещает обломки криноидей и других организмов с первоначально карбонатным скелетом, от последнего остаются только очень небольшие участки мелкокристаллического карбоната.

Основная масса мелкокристаллическая, кремнистая, с поперечными и продольными разрезами окварцованных спикул губок. Структура основной массы спутанно-волокнистая и мелкопетельчатая. Отдельные участки в виде линз и скоплений неправильной формы размером 1—1,5 мм сложены почти изотропной глинистой массой, местами встречаются скопления точечных включений окислов железа. Текстура беспорядочная, пористая. Поры составляют примерно 5% породы. Размеры их колеблются от 0,1 до 0,4 мм, форма довольно разнообразная: округлая, удлиненная, ромбическая или призматическая. Порода представляет собой туффит, о чем свидетельствуют характерные структуры — заостренные зерна кварца, спутанно-волокнистая структура основной массы. В туффите, по-видимому, много более крупных пустот диаметром 1—3 см, заполненных рыхлой выветрелой массой.

С глубины 75 м и выше появляются прослой той же породы, но более рыхлой, глинистой. Окраска в одних случаях по-прежнему серовато-лиловая, в других — желтоватая.

Под микроскопом видно, что основная масса породы мелкокристаллическая, интерферирует в низких тонах, глинисто-кремнистая по составу. В отличие от нижележащих прослоев характерно почти полное отсутствие пор. В основной массе различаются довольно четко очерченные участки овальной формы размером до 1 мм, сложенные почти изотропным глинистым веществом. Структура чешуйчатая. Присутствуют единичные зерна кварца угловатой формы. Местами по краям зерен заметно замещение их гидрослюдой. Окислы железа распре-

ляются в виде точечных включений красного цвета в количестве порядка 1%.

Тонкослоистые прослои легко раскалываются на плитки, текстура породы становится сланцеватой. Пачки плитчатых сланцеватых пород чередуются с массивными.

Выше по разрезу порода сильнее окрашена гидроокислами железа, которые хорошо видны под микроскопом в виде красно-бурых сгустков неправильной формы, местами они имеют кубическую форму, свидетельствующую о том, что происхождение их связано с окислением пирита.

Гидроокислы железа в ряде случаев замещают по краям зерна кварца, а также выполняют поры в породе.

Примерно с глубины 50 м и выше количество глинистого материала в породе возрастает. На глубине 31 м глинистый прослой имеет каолинит-гидрослюдистый состав с примесью зерен кварца размером порядка сотых долей миллиметра. В основной массе различаются продольные и поперечные срезы спикул губок, сложенных халцедоном. Спутанно-волокнистая структура туффита здесь утрачивается. Структура глины перекрестно-волоконная (по М. С. Швецову, 1948).

Выше (28—29 м) в глине встречаются прослои кварцевого песчаника с глинистым цементом. Зерна кварца размером до 1,5 мм слабо окатаны и составляют до 40% породы. По краям их заметны следы растворения и замещения глинистым веществом (каолинит) и гидроокислами железа. Встречаются также зерна, сложенные каолинитом. Цемент гидрослюдисто-каолинитовый. Породы пористые, встречаются обрывки мшанок и брахиопод, в большинстве случаев окремненных. Текстура слоистая и сланцеватая. Наклон слоев до 45°.

Верхняя часть разреза до подошвы покрывающей толщи пестроцветных глин миоцена представлена той же пористой глинисто-кремнистой породой, преимущественно со сланцеватой текстурой. Глина каолинитовая с примесью гидрослюды, в ряде прослоев почти изотропная. В отличие от нижележащих пород поры и пустоты теряют угловатые и округлые очертания, приобретают неправильную форму и соединяются извилистыми трещинками. Стенки трещинок и пор покрыты коркой раскристаллизованного халцедона. В основной массе встречаются скелеты мшанок и спикеры губок, замещенные халцедоном, а местами каолинитом и серицитом. Местами встречаются реликтовые (доли миллиметра) участки мелкокристаллического кальцита.

С 9 м и выше идет глина пестроцветной толщи миоцена.

Многочисленная фауна, встречающаяся по всему разрезу, представлена в основном крупными мшанками из семейства Fenestellidae, характерными для турнейского яруса.

Из брахиопод, которые также присутствуют во всех горизонтах толщи, С. М. Андроновым определены: *Productus deruptus* Rom, *Productus* sp., *Chonetes* sp., характерные для турнейского яруса Казахстана и Ферганы.

Помимо микроскопического изучения разреза, произведено окрашивание глин и термический анализ.

Химической лабораторией ГИН АН СССР выполнен карбонатный анализ, а также определения углерода, марганца и форм железа по всему разрезу.

Данные термического анализа и окрашивания вполне согласуются с результатами наблюдений под микроскопом. Вся толща коры выветривания туффита содержит примесь гидрослюдистых и каолинитовых глин. Содержание глин возрастает вверх по разрезу. Установление четкой зональности разреза коры выветривания здесь затруднительно из-за

присутствия кремнистого материала. Тем не менее в нижней части преобладают глины гидрослюдистого состава, в верхней — гидрослюдистые и каолиновые.

Железо присутствует в количестве 0,4—3,3%. Содержание его почти не меняется по разрезу. Породы практически бескарбонатны. Содержание серы, марганца (следы), углерода не превышает 0,1—0,2%.

Таким образом, процесс выветривания карбонатно-кремнистого туф-фита складывается, по-видимому, из следующих явлений:

1. Вынос карбонатов и замещение их кремнеземом. Сохраняются отдельные карбонатные участки раковин брахиопод, скелетов криноидей, мшанок.

2. Частичный вынос кремнезема и замещение его глинистым компонентом и гидроокислами железа.

3. Окисление железистых минералов (пирит). Разрушение гидрослюдов и развитие каолинита.

В целом толща изменена значительно слабее, чем рассмотренные выше породы карбонатно-глинистого состава.

Разрезы 7 и 8. Кора выветривания карбонатных и глинисто-карбонатных пород с горизонтами окварцевания и ожелезнения

В приведенных нами разрезах осталась неосвещенной еще одна особенность коры выветривания, достаточно широко распространенная в районе Амангельдинских месторождений. Это присутствие в нижней части выветрелой толщи горизонтов окварцованных (окремненных) и ожелезненных пород. Как можно было видеть из приведенных данных, выветривание не всегда сопровождается окремнением.

Разрез коры выветривания с окремненными прослоями Б. А. Тюрин (устное сообщение) наблюдал в скв. А и в обнажении по р. Аркалык (восточное крыло Аркалыкской синклинали).

Неизмененные доломиты в скважине А на глубине 28 м переходят вверх в желто-зеленые слабомергелистые, элювиальные глины с кусками карбонатных пород, которые представляют собой нижнюю зону коры выветривания — «зону химического разложения карбонатных пород и растворения и выноса карбонатов».

У русла р. Аркалык, по мнению Б. А. Тюрин, обнажается «верхняя окремненная шляпа коры выветривания доломитов», состоящая из крип-токристаллического кремнезема.

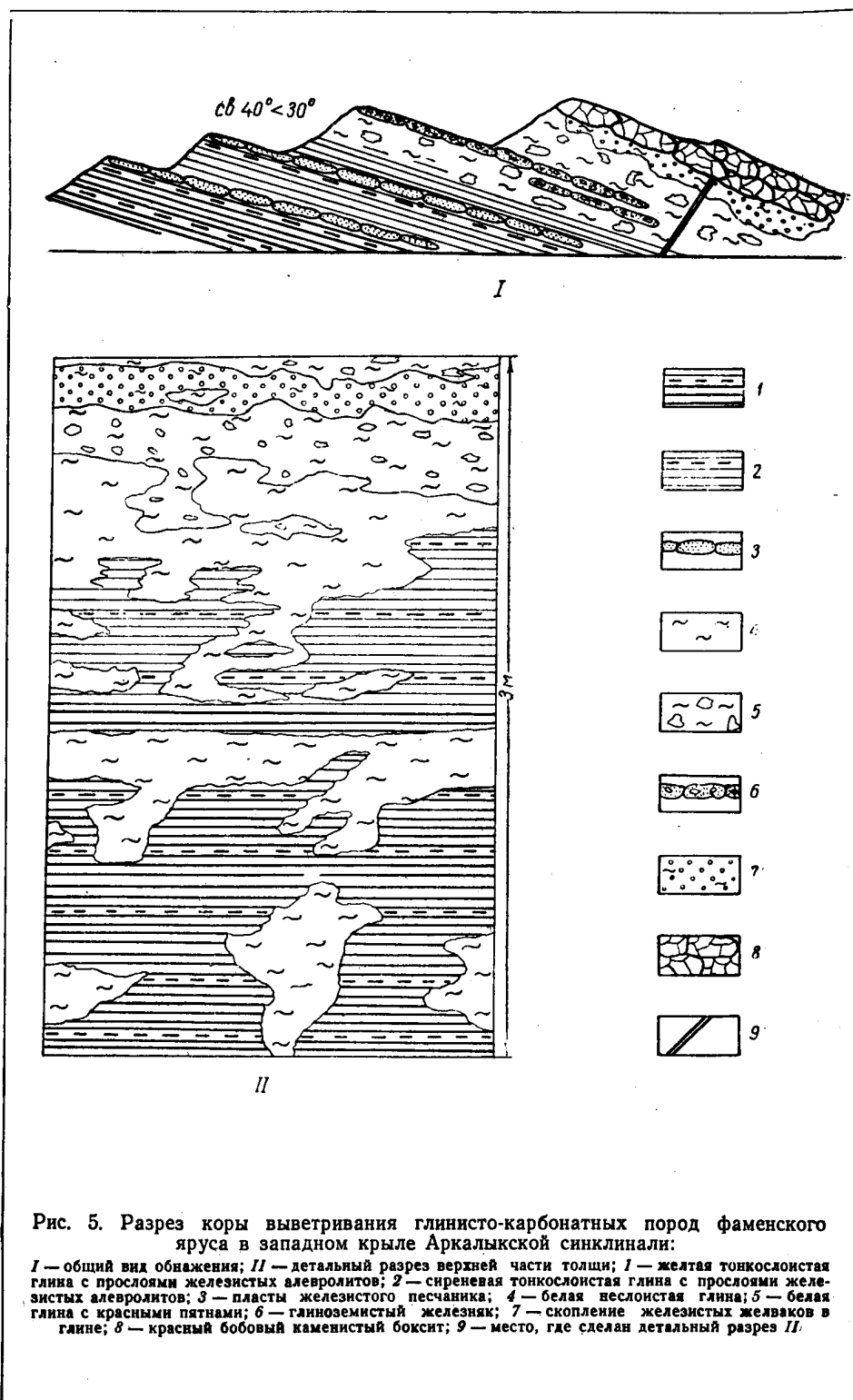
По нашим наблюдениям, выветривание карбонатных пород фамен-ского яруса, сопровождавшееся их окремнением, происходило в районе месторождения в достаточно широких масштабах.

Кора выветривания такого типа обнажается в западном и восточном крыльях Аркалыкской синклинали.

В восточном крыле, там, где его пересекает русло р. Аркалык (разрез 7), мы наблюдали следующий разрез (снизу вверх).

1. Желтая кремнистая порода, слабо пористая со ступенчатым изломом. Внутри породы много округлых жеод, стенки которых покрыты прозрачной щеткой кристалликов кварца. Местами наблюдаются округлые гроздьевидные кремнистые натечи.

Описанная порода переслаивается с кремнистой тонкослоистой и причудливо пористой «скелетной» породой. Последняя образовалась при выщелачивании карбонатных участков из кремнисто-карбонатной породы. Под микроскопом все ее разновидности представляют собой мелко-кристаллический агрегат кварцевых зерен, которые тесно примыкают друг к другу. Размер их достигает до 0,1 мм. Поры разнообразной, но чаще всего ромбовидной формы. Часть из них выполнена более круп-



ными, чем в основной массе, кристаллами кварца или гидроокислами железа.

Встречаются идиоморфные кристаллики кварца призматической формы, которые в поперечном разрезе имеют вид шестиугольных табличек. Размер их $0,5-0,7 \times 0,2-0,05$ мм (приложение, табл. V, 1).

По своим структурным особенностям первичная порода, по-видимому, имела кальцит-доломитовый состав со скоплениями ромбовидных кристаллов доломита. Видимая мощность 1—2,5 м.

2. Выше по разрезу кремнистая порода сменяется обломочной, причем окварцованные обломки известняково-доломитовой породы угловатой формы размером 1—3 см разделены светло-серой, почти белой глиной. Переходы от твердых обломков к глинистой массе нечеткие.

3. Еще выше глина слоистая светло-серая каолинит-гидрослюдистая, с пятнами красно-бурого ожелезнения.

К югу по простиранию восточного крыла Аркалыкской синклинали в небольшой гряде слабо выветрелые кремнистые породы ожелезнены и превращены в бурые плотные или кавернозные. Под микроскопом различаются рассеянные в мелкокристаллической основной массе идиоморфные призматические кристаллы кварца размером до 0,2 мм с шестиугольным поперечным сечением. Основная масса окрашена в красный и бурый цвет рассеянными в ней гидроокислами железа.

Выше окварцованных пород залегают сиреневые и желтые глины. Сходный разрез наблюдается и в западном крыле Аркалыкской синклинали (разрез 8, рис. 5).

У подножья гряды в обломках встречен окварцованный доломит, состоящий из тесно примыкающих друг к другу кристаллов кварца с сохранившейся первоначальной структурой доломита в виде ромбозонного строения.

Выше часть склона задернована, затем обнажаются:

1. Пачка желтых и сиреневых тонкослоистых глин. Сиреневые глины алевролитистые, тонкослоистые, каолинитовые с примесью гидрослюды, содержат угловатые зерна кварца размером порядка сотых долей миллиметра. Окислы железа вишнево-красного цвета распределены по слоистости в виде мельчайшей вкрапленности или образуют псевдоморфозы по пириту. Желтая глина окрашена гидроокислами железа, которые распределяются пятнисто. Мелкокристаллический агрегат каолинита образует округлые включения и выполняет трещинки, перпендикулярные слоистости.

Желтые и сиреневые глины переслаиваются между собой. Мощность 6 м.

2. Выше лиловая тонкослоистая глина пятнами обесцвечена, превращена в белую бесструктурную глину. Обесцвеченные участки имеют неправильную форму, чаще образуют вертикальные полосы шириной до 1 м, сливающиеся друг с другом и выклинивающиеся.

По составу белая обесцвеченная глина отличается от сиреневой только очень малым содержанием гидроокислов железа. Мощность зоны обесцвечивания 1—5 м.

В верхней части пачки каолинитовая глина мелкопористая. Характерна форма пор: наряду с бесформенными, соединяющимися тонкими трещинками между собой, наблюдаются поры шестигранной и табличчатой формы, по-видимому, результат растворения идиоморфных призматических кристаллов кварца; местами поры выполнены каолинитом. Зерна карбонатов совершенно отсутствуют. Общая мощность желтых и лиловых глин 2,5 м.

3. Выше глина белая с красными пятнами более плотных ожелезненных глин. Внутри ожелезненных участков содержатся гнезда красно-бурых железистых желваков.

Белая глина алевритистая с примесью угловатых зерен кварца, имеющих сплошь да рядом призматическую и шестигранную таблитчатую форму с реликтами карбонатов. Основная масса каолининовая с примесью гидрослюд, длиноволокнистой структуры.

Желвак железистой глины имеет тот же состав глинистого компонента. Глина пропитана красно-бурыми гидроокислами железа, которые выполняют также пустоты в виде округлых сгустков красно-коричневого цвета. Глина содержит угловатые зерна кварца. Небольшие пустоты очень часто заполнены мелкокристаллическим гиббситом. Следовательно, в пятнистой зоне характерно отсутствие железа во вмещающей массе глины. Железо концентрируется в желваках и около них. Размеры и количество желваков возрастают в верхней части пятнистой пачки, где они, сливаясь, образуют желваковый горизонт (см. рис. 5, II).

Там же концентрируются гидраты глинозема, который затем выкристаллизовывается в мелких порах в виде гиббсита.

Мощность пятнистой глины с железистыми желваками 2,5—3 м.

Выше без резкой границы залегают бокситы. Вся толща глин коры выветривания и бокситов наклонена на СВ 25° под углом 20—30° (см. рис. 5, I).

В приведенных разрезах коры выветривания в нижней части присутствуют горизонты окремненных плотных и пористых пород («скелетные породы»), представляющих собой результат окварцевания кальцито-доломитовых прослоев параллельно с выщелачиванием карбонатов.

Присутствующие в них идиоморфные кристаллы кварца, которые в неизмененных породах не встречены, а также сам факт нахождения окремненных пород в низах разреза выветрелой толщи косвенно указывает на то, что окварцевание происходило в начальные стадии процесса выветривания. Подобное явление наблюдал также В. П. Петров (1948) в нижних горизонтах выветрелой толщи известняков на Урале.

Окварцованные прослои и пачки, которые в нашем случае залегают в нижней части выветрелой толщи, в сильно измененном виде встречаются и в более высоких горизонтах коры выветривания. Там сплошь да рядом наблюдаются прослои кавернозного бурого железняка, который при рассмотрении под микроскопом оказывается пористой породой, пропитанной гидроокислами железа.

По стенкам пор наблюдаются лучистые оторочки гематита. Мелкие поры имеют ромбовидную или призматическую форму и указывают на то, что сильно ожелезненная порода произошла за счет изменения окварцованной карбонатной породы (кальцит-доломитовой или доломитовой) с идиоморфными кристаллами кварца.

Сопоставляя два факта, а именно — образование окремненных пород в нижней зоне коры выветривания и дальнейшее превращение их в бурые ожелезненные породы в верхних зонах, приходим к выводу с тем, что здесь мы имеем дело с двумя различными этапами выветривания. В нижней зоне происходит окремнение, в верхних — «раскремнение», по терминологии И. И. Гинзбурга (1951). Оба этапа разделены значительным промежутком времени. Как отмечает И. И. Гинзбург, для раскремнения весьма характерно замещение кварца гидроокислами железа и марганца.

Итак, кремнезем, освобождающийся в процессе образования верхних зон коры выветривания, фильтруется вниз по разрезу и осаждается там, где встречается известняково-доломитовые породы. Механизм замещения карбонатов кремнеземом еще окончательно не изучен.

Дальнейшее выветривание приводит к углублению нижней зоны за счет изменения свежих пород. Ранее окварцованные прослои попадают в верхние зоны, для которых характерен вынос кремнезема (растворение зерен кварца в разрезах 1, 4). Здесь происходит «раскремнение», сущность которого состоит в растворении кварца, возможно, под влиянием гидрокарбонатно-кальциевых вод. Кварц замещается в нашем случае гематитом.

Толща, залегающая выше окремненных пород, (в рассмотренных нами разрезах), имеет глинистый состав и зональное строение, так же как и в тех разрезах, где окварцованные горизонты отсутствуют. Таким образом, окварцованные породы, по-видимому, не следует рассматривать как верхнюю окремненную шляпу коры выветривания. Напротив, окварцевание — это один из начальных процессов выветривания, сущность которого состоит в выносе SiO_2 из верхней зоны и осаждении его в нижней зоне.

Окварцевание происходило избирательно, затрагивая карбонатные прослои и, по-видимому, минуя глинистые. Поэтому окварцованные пачки чередуются в разрезе с неокварцованными. Это обстоятельство, вероятно, является причиной того, что в одних разрезах мы встречаем окварцованные породы в нижней зоне, или прослои пористого бурого железняка, в которые они переходят в верхних зонах коры выветривания, в других разрезах такие прослои отсутствуют. Интересным фактом является присутствие гиббсита в основании верхней пачки рассмотренного нами разреза коры выветривания.

Происхождение его в этих породах можно объяснить следующими двумя путями:

1. Накопление свободного глинозема может происходить за счет разрушения алюмосиликатов от выноса кремнезема, что и наблюдается в натуре. Об этом свидетельствуют многочисленные пустоты таблитчатой формы от растворения кварца, местами выполненные каолинитом. Свободный глинозем в дальнейшем перемещается в породе и выкристаллизовывается в виде гиббсита по стенкам пор.

2. Можно также предположить инфильтрацию растворенного глинозема из вышележащей бокситовой пачки.

Тот факт, что глинозем перераспределяется внутри бокситового тела и выкристаллизовывается в виде гиббсита по стенкам пор и трещин, хорошо известен и наблюдается повсюду в бокситах Амангельдинских месторождений. Однако перемещение его в кору выветривания сомнительно по двум причинам:

во-первых, в верхней части той же пачки выветрелых пород, залегающих непосредственно под бокситом, гиббсит не встречен;

во-вторых, кристаллики гиббсита присутствуют только внутри железистых конкреций. В разделяющей их глинистой массе ни в порах, ни по трещинкам гиббсит не обнаружен.

В связи с появлением гиббсита в верхней пятнистой пачке коры выветривания нельзя не подчеркнуть ряд других особенностей описываемого разреза.

Глины коры выветривания в разрезе западного крыла Аркалыкской синклинали покрываются бокситовой толщей, в которой различаются породы следующих разновидностей: бокситы крупнобобовые каменистые,

железистые, мелкобобовые каменистые железистые, каменистые, «червяковой» текстуры и кавернозные бурые железняки.

Помимо постепенного перехода от пятнистой пачки коры выветривания с желваковым горизонтом в верхней части к бокситовой и согласного их залегания (вся толща дислоцирована и наклонена на СВ под углом 25—30°) наблюдаются и другие черты сходства.

Сюда относятся: 1) сходство литологического состава железистых желваков коры и кавернозного бурого железняка бокситовой пачки и главным образом сходство текстурных особенностей. И в коре выветривания, и в буром железняке бокситовой пачки, а также в «червяковом» боксите в основной сильно железистой массе наблюдаются таблитчатой и шестигранной формы пустоты от растворения кристаллов кварца. Местами, особенно в коре выветривания, в них частично сохраняется кварц, в боксите же по стенкам таких пустот выкристаллизовывается гиббсит (приложение, табл. VI, 1, 2). Вынос кремнезема, который, несомненно, происходит в коре выветривания, что вытекает из описания данного разреза и наблюдается в других, сопровождается в бокситах замещением кварца гиббситом. Об этом свидетельствуют широко распространенные случаи выполнения гиббситом шестигранных и таблитчатой формы пустот от растворения кварца, а также ромбических, унаследованных от доломита.

Пример активного замещения крупного зерна кварца гиббситом можно видеть в приложении табл. VI, 3, где довольно крупные столбчатые кристаллы гиббсита корродируют зерна кварца по краям и проникают по трещинам внутрь него.

Общие черты строения коры выветривания глинисто-карбонатных толщ

Подводя итоги рассмотрения разрезов коры выветривания карбонатных толщ разного строения, можно утверждать, что, несмотря на существенные отличия в составе и структуре материнской породы, все они в процессе выветривания приобретают глинистый состав.

В разрезе коры выветривания по составу глин выделяются три зоны: нижняя — зона гидрослюдистых глин (I), переходная — зона каолиновых глин с примесью гидрослюды (II) и верхняя — зона каолиновых глин (III).

Более подробно на характерных особенностях каждой зоны мы остановимся особо. Здесь же с точки зрения познания процесса выветривания именно карбонатных пород рассмотрим имеющиеся данные о характере перехода существенно карбонатной материнской породы в глинистую.

Изучение образцов под микроскопом показало, что превращение карбонатной породы в глинистую происходит за счет выщелачивания карбонатов и одновременного замещения их кристаллов глинистым веществом. При этом на определенном этапе сохраняется первичная структура карбонатной породы.

Наиболее четко сохраняются очертания ромбоэдров доломита (приложение табл. IV, 1, 2, 3) и органических остатков, замещенных глинистым веществом или окварцованных (приложение табл. III, 1, 2, 3).

Состав глин в слабо измененной породе с трудом поддается определению под микроскопом. Термический анализ показывает на смесь глинистых минералов, состав которой ближе всего к гидрослюдистому. Выше по разрезу глина становится гидрослюдистой.

В связи с тем, что замещение карбонатных участков породы глинистым веществом представляет существенный интерес, состав глин с остаточной структурой доломита исследовался с помощью рентгеноструктурного анализа. По этим данным глины также имеют гидрослюдистый состав. Для образца глин из другого разреза (скв. 60, глубина 177 м) получена рентгенограмма аналогичного характера, только линии каолинита значительно слабее.

В составе глин преобладают гидрослюды, имеется незначительная примесь каолинита, обнаружен кварц.

В ряде случаев прямо на карбонатных породах залегают каолиновые глины с примесью гидрослюд.

Нижняя зона гидрослюдистых глин в таких разрезах отсутствует.

Каждая из составляющих глинисто-карбонатной толщи ведет себя по-разному. Кальцит и доломит не сохраняются в продуктах выветривания. Они выщелачиваются, растворяются, минерализуют циркулирующие в породах воды и тем самым способствуют изменению глинистого материала. Глинистый материал на первой стадии выветривания в основном перераспределяется, замещая карбонаты и принимая в ряде случаев форму их кристаллов. При этом породы из карбонатных с примесью глинистого или туфогенного материала превращаются в глинистые почти без примеси карбонатов.

Поскольку наблюдается привнос спор и пыльцы даже в нижние зоны коры выветривания, можно было бы предположить также существование привноса глинистого материала. Однако последнего не происходит, во всяком случае в больших масштабах. Об этом свидетельствует ненарушенная текстура материнской породы. Тонкая слоистость, пятнистое расположение материала в исходной породе обычно сохраняются вплоть до верхней зоны коры выветривания.

Структуры доломита, органогенно-детритусового известняка и другие сохраняются в нижней зоне коры выветривания и постепенно исчезают выше по разрезу при изменении гидрослюдистых глин в каолиновые. Структура глин также претерпевает изменение. Чешуйчатая структура, свойственная глинам гидрослюдистого состава, в каолиновых глинах становится мелкокристаллической с рассеянными в основной массе более крупными вермикулитами каолинита. Участками структура пелитоморфная. Мощность коры выветривания глинисто-карбонатных пород колеблется от 10—30 до 100 м.

Границы между зонами, как можно видеть из разрезов, в общем случае весьма постепенные, не резкие. Однако многие скважины, пересекающие толщи выветрелых карбонатных пород, вскрывают чередование глубоко измененных пород со слабо измененными карбонатными. Такой пример наблюдается в разрезе скважины № 5501. Здесь, начиная с глубины 69 м и до забоя скважины на глубине 98 м, доломит и кальцит-доломитовая порода чередуются с гидрослюдистой глиной, песчано-алевритистой, окрашенной гидроокислами железа в желтовато-красный и желтый цвет. Мощность карбонатных и глинистых прослоев колеблется от 0,4 до 2—3 м.

По остаточным структурам, наблюдаемым под микроскопом, видно, что глинистые прослои представляли собой тонкослоистую породу, в которой чередуются алевриты с глинисто-карбонатными линзами и прослойками.

Хорошо видна остаточная структура доломита в виде скоплений ромбоэдров. Карбонатные прослои представлены мелкокристаллическим доломитом, состоящим из ромбоэдров. Очевидно, что в скважине

№ 5501 вскрыта неравномерно измененная карбонатная толща, в которой среди сильно выветрелых, превращенных в глину пород, сохраняются слабо измененные останцы кальцит-доломитовых прослоев.

Хорошо заметная остаточная структура доломита сводит на нет предположение о том, что красные и желтые глины представляют собой заполнение глиной полостей карстового типа среди карбонатных пород.

Такое сложное строение выветрелой толщи объясняется следующими причинами. С одной стороны, в результате дислоцированного характера залегания слоистой материнской толщи грунтовые воды, вероятно, распространяются вдоль пластов, проникая главным образом по более проницаемым прослоям и оставляя незатронутыми менее проницаемые слои между ними. С другой стороны, прослои одного состава изменяются сильнее, превращаясь в пластичную глину, другого же состава — слабее. Еще одна причина неровностей границ заключается в том, что породы, подвергающиеся выветриванию, сильнее изменяются вдоль трещин и корней растений, проникающих на глубину в несколько десятков метров. Примером такого местного изменения породы вдоль трещинки является окисление черной глины на глубине 91 м в скважине № 3860 (приложение, табл. II, 3). Сильно окисленные участки в центральной части имеют красный цвет и окружены по периферии менее окисленной каемкой белого цвета.

Более того, в нескольких разрезах коры выветривания глинисто-карбонатных пород в нижней зоне (I), ниже слоев с палеозойской фауной, были встречены третичные пыльца и споры. Этот факт также свидетельствует о проницаемости коры для водных растворов на большую глубину там, где создаются для этого благоприятные условия.

Разрез 9. Кора выветривания песчано-сланцевой толщи среднего девона — франского яруса ($D_2 + D_3^1$). Скв. № 29 и 4186

Песчано-сланцевая толща среднего девона — франского яруса широко распространена в Шоиндыкульской впадине. В ее составе преобладают красочетные и зеленовато-серые конгломераты, песчаники, алевролиты; в обломках — изверженные породы кислого состава и их компоненты.

Разрезы коры выветривания этих пород можно наблюдать западнее и восточнее Аркалыкской синклинали. Один из таких разрезов вскрыт скважиной № 29. В нем коренные породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Под микроскопом песчаники имеют следующий состав и строение (глубина 54—52 м).

Зерна составляют более 50% породы, имеют угловатую форму, реже слабо окатаны, размеры их колеблются от 0,1 до 1 мм. В других прослоях они достигают 1—5 мм. В составе зерен: кварц, микроклин, плагиоклазы (альбит-олигоклаз), чешуйки биотита, хлорита и серицита. Все они в верхней части пачки носят следы изменения процессами выветривания. Присутствует циркон в виде единичных окатанных зерен. Сортировка зерен слабая.

Цемент типа пор, глинистый, местами карбонатный. Карбонаты располагаются пятнами и представлены кальцитом. Они корродируют зерна плагиоклазов и кварца и являются вторичным компонентом.

Наблюдается также примесь гидроокислов железа, которые образуют местами тонкую вкрапленность, но чаще присутствуют в виде бурых каемок или вкрапленников в зернах хлорита.

Песчаники переслаиваются с алевролитами и аргиллитами, прослои имеют линзообразный характер, мощность их меняется от миллиметров до нескольких сантиметров. Алевролит имеет тот же состав, что и песчаник. Карбонаты отсутствуют, цемент пропитан гидроокислами железа.

Разрез коры выветривания песчано-сланцевой толщи франского яруса описан нами по скважине № 4186, пробуренной в ядре антиклинали, примыкающей с запада к Аркалыкской синклинали.

I. Зона гидрослюдистых глин (с примесью каолинита). Глубина 39,5—15,0 м

В нижней части — это толща лиловых тонкозернистых и грубозернистых аркозовых песчаников, чередующихся с глинистыми сланцами в виде прослоев толщиной 10—20 см. Как песчаники, так и сланцы тонкослоистые вследствие чередования тонких (1—2 мм) линзообразных прослоев песчанистого и алевролитового материала. Встречаются прослои массивной текстуры.

На глубине 39,5—35,5 м эти породы слабо изменены. В составе песчаников плагиоклазы серицитизированы, причем наблюдаются все стадии их изменения от помутнения поверхности до полного замещения мелкочешуйчатыми гидрослюдами, которые слагают измененные зерна, принимая их форму.

Кварц корродирован по краям и трещинкам и также частично замещен глинистым материалом.

Довольно устойчивым минералом является микроклин, однако и этот минерал в крупных зернах в ряде случаев пелитизирован и замещен гидрослюдой (приложение, табл. X, 3).

Хлорит, изменяясь, переходит в конечном счете в более высоких зонах в каолинит. Обычно присутствуют переходные разности, зеленые в простом свете, с заметным плеохроизмом от светло-зеленого до темно-зеленого, в скрещенных николях, отличающихся яркими цветами интерференции. Биотит светлеет, изменяясь в гидробиотит.

В цементе преобладает гидрослюдистая глина с примесью хлорита в виде крупных чешуек и мелкочешуйчатых пятен. Глина окрашена тонко рассеянными гидроокислами железа.

В верхней части пачки (глубина 15—20 м) в цементе появляется примесь каолинита.

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд. Глубина 10—15 м

В нижней части зона представлена желтыми и сиреневыми тонкослоистыми глинами с прослоями, обогащенными зернами кварца.

Под микроскопом наблюдается чередование глинистых и алевролитовых прослоев толщиной 1—3 мм.

Глина светлая, почти без примеси гидроокислов железа, чешуйчатой структуры. В составе ее преобладают гидрослюда и каолинит. В чешуйчатой основной массе рассеяны более крупные листочки гидрослюды и пакетики каолинита.

Прослои алевролита содержат до 10% зерен. В составе зерен кварц, полевые шпаты, чешуйки хлорита, серицита. Форма зерен угловатая, размер — сотые доли миллиметра. Цемент алевролита гидрослюдистый, с примесью каолинита. Отчетливо видно преобразование гидрослюды

в каолинит и постепенный переход их чешуек в кристаллы — «пакеты» каолинита.

Чешуйки при рассмотрении их в скрещенных николях утрачивают яркие цвета интерференции, бледнеют и веерообразно расщепляются. При этом часть расщепившихся чешуек сохраняет золотистый оттенок. Далее вся чешуйка в целом превращается в «пакет» каолинита, червеобразно изогнутый, с поперечной исчерченностью. Цвета интерференции становятся светло-серыми, характерными для каолинита. В одном шлифе обычно удается наблюдать все переходные разности. В цементе примесь гидроокислов железа в виде красных и желтых пятен.

Встречаются линзообразные прослои песчаника мелко- и крупнозернистого до гравелита. Состав тот же, что и прослоев алевролита.

Желтые и сиреневые тонкослоистые глины и песчаники выше по разрезу обелены.

В песчанике присутствуют почти исключительно кварцевые зерна. Все они носят следы растворения по краям или трещиноваты. Вдоль трещин образуются заливы глинистого материала. Акцессорные — циркон. Цемент глинистый, с преобладанием каолинита. Структура мелкочешуйчатая, местами чешуйчато-волокнистая (длинночешуйчатая). Более крупные пакеты каолинита встречаются там, где они замещают чешуйки гидрослюд.

Глинистые прослойки имеют тот же каолинит — гидрослюдистый состав.

В верхней части пачки наблюдается пятнистое железистое окрашивание. Гидроокислы железа либо рассеяны в породе в виде мельчайшей вкрапленности, либо концентрируются по трещинам и в порах в виде пятен.

В рассмотренном разрезе по составу глин выделяются две зоны: зона гидрослюдистых глин (с примесью каолинита) мощностью в среднем около 20 м (от 39,5 до 15 м) (I зона) и зона каолиновых глин с примесью гидрослюды мощностью 15 м (II зона).

Отдельные минералы, которые входят в состав зерен песчаника, меняются в процессе выветривания следующим образом. Плаггиоклазы присутствуют главным образом в нижней зоне, они корродированы и частично замещены гидрослюдой, а в тех случаях, когда в цементе присутствуют карбонаты, также и кальцитом. В верхней части зоны каолиновых глин с примесью гидрослюды они полностью замещены гидрослюдами.

Микроклин более устойчив, подвергается тем же изменениям, что и плаггиоклазы, но медленнее и исчезает только в верхах зоны каолиновых глин с примесью гидрослюды.

Хлорит, изменяясь, приобретает яркие цвета интерференции и полностью исчезает из разреза в верхних зонах коры выветривания — вероятно, замещается каолинитом, который здесь преобладает.

Кварц более устойчив, в нижней части коры корродирован, частично замещен глиной, но и в верхней ее части исчезает только частично. Крупные зерна распадаются на более мелкие извилистых очертаний, разделенные проливами глинистого материала.

Гидрослюды образуются в нижней зоне по биотиту и плаггиоклазам, в зоне каолиновых глин они замещаются крупнокристаллическим каолинитом и почти исчезают в верхней ее части.

Количество гидроокислов железа увеличивается в верхней части разреза. Псевдоморфозы по пириту или выделения за счет разложения силикатов здесь не наблюдаются. Гидроокислы железа присутствуют в виде пятен или образуют бобовины.

Акцессорные — циркон, сфен сохраняются по всему разрезу.

Помимо приведенного разреза, который характеризует кору выветривания песчано-сланцевых пород среднего девона — франского яруса, нами были просмотрены шлифы из выветрелой толщи, развитой по породам того же возраста, но в других частях Шоиндыкульской впадины, преимущественно к западу от Аркалыкской синклинали.

Все просмотренные разрезы очень близко напоминают разрез по скважине № 4186. Различия касаются деталей, заметных главным образом в нижней части коры, и отражают различия в строении исходных пород. Во всех разрезах, как правило, выделяются нижние зоны профиля коры выветривания: зона гидрослюдистых глин и переходная зона каолиновых глин с примесью гидрослюд. Верхняя зона каолинита обычно недоразвита или отсутствует.

Разрез 10. Кора выветривания гранитов (скв. № 8055)

Кора выветривания гранитов всюду присутствует на гранитных массивах, обрамляющих Шоиндыкульскую впадину, там, где они покрыты более молодыми отложениями, защищающими кору выветривания от эрозии.

Один из разрезов коры выветривания гранитов вскрыт скважиной № 8055 в небольшом массиве, расположенном к северу от Капта-Адырского массива в междуречье рек Терсаккан и Тюлюкусай.

Здесь снизу вверх имеем следующий разрез.

Глубина 51—41 м. Розовый, крупнокристаллический гранит, хрупкий, выветрелый, состоит из крупных кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и олигоклаза (олигоклаз преобладает). Размер кристаллов 0,5—3 мм. Олигоклаз характеризуется двойниковой структурой и состоит из полисинтетических двойников.

В виде небольшой примеси встречается биотит и, по-видимому, роговая обманка, о присутствии которой можно судить только по реликтовой структуре. Акцессорные — сфен, циркон.

Порода носит следы изменения под действием процессов выветривания. Кварц почти не изменен, калиевые полевые шпаты частично замещены гидрослюдой, которая развивается по трещинкам спайности в виде мелкочешуйчатых агрегатов на поверхности кристаллов, выполняет трещинки, секущие кристаллы.

Биотит почти нацело превращен в гидрослюду.

Глубина 41—35 м. Измененный крупнокристаллический гранит. Внешне напоминает грубозернистый песчаник с глинистым цементом. Под микроскопом — неоднородная глинистая порода чешуйчатой структуры, каолинистая с примесью гидрослюд. Каолинит образует крупные кристаллы-пакетики, наблюдаются переходные формы гидрослюды в каолинит. Сохраняются только зерна кварца, сильно корродированные, которые составляют менее 20% породы.

Коррозия зерен кварца выражается здесь не только в образовании реакционной каймы и глубоких заливов, выполненных глинистым материалом, но идет дальше. Развиваясь по трещинкам, глина расчленяет первоначально крупные зерна на более мелкие с извилистыми границами. При одном никеле, однако, можно видеть, что все обломки составляли единое зерно (приложение, табл. X, 2).

Полевые шпаты нацело замещены гидрослюдой и серицитом; реликты их различаются кое-где по характерным очертаниям кристаллов.

Выше 35 м. Глина каолинистая с небольшой примесью гидрослюд. Полурастворенные зерна кварца составляют не более 10% породы. Структура вмещающей глины мелкокристаллическая с отдельными крупными пакетами каолинита.

Разрез 11. Кора выветривания кварцево-хлорит-серицитовых сланцев (скв. № 4425)

Кора выветривания кварцево-хлорит-серицитовых сланцев докембрия развита в западном борту Шоиндыкульской впадины, или, что то же самое, в восточном крыле поднятия Улутау. Обнажения коры выветривания этих пород видны к западу от Амангельдинского месторождения по берегам рек Каинды, Тюльку-сай, Акжар, Байгожа, Жусалы и др. По данным бурения широко развита нижняя зона коры: зона гидрослюдистых глин и частично зона каолинистых глин с примесью гидрослюд. В качестве примера коры выветривания кварцево-хлорит-серицитовых сланцев приведем данные, полученные при изучении пород, вскрытых скважиной № 4425.

В основании разреза на глубине 75,5—70 м залегают слабо измененные кварцево-хлорит-серицитовые сланцы, сохраняющие свойственный им облик и текстурные особенности. Порода представляет собой кварцево-серицитовую массу со скоплениями чешуек хлорита.

Серицит составляет основную массу породы. Кварц в виде мелких зерен (0,01—0,2 мм) образует линзообразные скопления. Частично (в крупных зернах) он корродирован. Хлорит, по-видимому, перешел в гидрохлорит, сохраняет зеленый цвет и отчетливый плеохроизм, но в скрещенных николях приобретает золотистые цвета интерференции.

Масса породы импрегнирована красно-черными гидроокислами железа. Часть из них возникает от изменения хлорита, другая представляет собой псевдоморфозы по пириту.

В породе сохраняются отдельные кристаллики альбит-олигоклаза размером 0,08 мм, частично корродированные серицитом. В виде прожилков, линз и включений встречается мелкокристаллический каолинит. Тонкие трещинки в породе выполнены гидроокислами железа.

Выше 70 м хлорит почти совершенно исчезает, замещаясь высокоинтерферирующим минералом — гидрохлоритом. Плагноклазы также нацело замещены гидрослюдой. В верхней части разреза значительно увеличивается количество гидроокислов железа, которые образуют отдельные желвачки.

На глубине 61 м гидрослюдистые глины коры выветривания перекрыты монтмориллонитовыми глинами третичного возраста.

Таким образом, здесь по существу имеют место только породы нижней зоны гидрослюдистых глин (I), верхние зоны либо смыты поздней эрозией, либо не развивались вовсе.

Сходная по составу кора выветривания развита на южном склоне Кокчетавского поднятия (Разумова, 1956). Она сохранилась и во впадине, примыкающей к северному крылу Тенизской мульды в районе Макеевки (скв. № 9002, 9003) — разрез 12. Кора выветривания развита здесь на породах нижнего палеозоя и подстилает бокситоносные породы.

Выветрелые породы представлены в нижней части серовато-желтой и коричневой плотной сланцеватой глиной с прослойками — линзами кварца и включениями кварцевых зерен.

В верхней части глины слоистые, желтые, охристо-желтые, сиреневые с белыми и розовыми пятнами и прослойками, песчанистые, иногда с обломками бурого железняка.

Описание разреза. 1. Слабо измененные породы, вскрыты скважиной № 9003 на глубине 47 м. Это желтые глинистые сланцы с примесью зерен кварца, кварцита, песчаника с кварцевыми зернами и глинистым цементом. Часть зерен частично или полностью замещена чешуйчатой глиной с серыми цветами интерференции. Зерна окатаны, размер их колеблется от сотых долей миллиметра у кварца до 0,5 мм у других зерен. Помимо зерен, характерны округлые порфириобласты кварца.

Основная масса — гидрослюдистая глина чешуйчато-волокнистой структуры; слабо окрашена гидроокислами железа. Местами скопления кристалликов — псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту. Текстура породы четкая сланцевая.

2. Выше породы превращены в глину, состав которой также гидрослюдистый.

3. Выше 26 м в составе глин появляется каолинит, гидроокислы железа, помимо вкрапленности и псевдоморфоз по пириту, сохраняющих очертания кристаллов, образуют желваки размером до 2 мм. В них различаются пустоты от выщелачивания зерен кварца, свидетельствующие об интенсивном выносе кремнезема, одновременно с накоплением железа в окисной форме. В верхней части пачки увеличивается количество каолинита, который присутствует также в форме вермикулитов.

Глины коры выветривания на глубине 3,5 м покрыты четвертичными суглинками.

В этом разрезе, таким образом, присутствуют две нижние зоны коры: зона гидрослюдистых глин (I), мощность которой более 20 м, и зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды (II) мощностью более 22 м.

Зона каолинитовых глин здесь отсутствует. В соседней скважине (№ 9002) под бокситами (глубина 27,6—30 м) в составе глин преобладает каолинит.

Знакомство с материалами разведочной экспедиции показало, что верхние зоны коры выветривания, подстилающие бокситоносные породы, в ряде случаев рассматриваются разведчиками (Тюрин, 1956, 1958 и др.) как «подрудная осадочная толща».

В последние годы в верховьях р. Аще-Тасты-Тургай более чем в тридцати разрезах этой толщи в кернах скважин была собрана многочисленная палеозойская фауна. Фауна встречена по всей толще выветрелых пород от черных и серых глин в низах разреза коры до желтых и сиреневых в верхней ее части. В ряде скважин (№ 53 гидрогеологическая и др.) почти сплошь вся толща глин мощностью более 20 м содержит отпечатки брахиопод, криноидей и других организмов. Раковины брахиопод, позволяющие определить возраст вмещающих пород, встречены *in situ* даже в самой верхней части коры выветривания всего в 5—8 м, а в одном случае — в 1 м от подошвы бокситоносных пород. Степень сохранности отпечатков брахиопод видна в табл. I. 1, 2, 3 (приложение).

Собранная фауна определялась С. М. Андроновым, Г. А. Добролюбовой, Н. В. Литвинович, Н. А. Сокольской, М. И. Шульгой-Нестеренко. Наиболее распространены брахиоподы и мшанки, реже встречаются кораллы и криноидеи.

Среди брахиопод определены: *Cyrtospirifer cf. semisbugensis* Nal., *Cyrtospirifer sulcifer* Hall et Clark, *Cyrtospirifer brodi* Wenjukow, характерные для верхнего девона. Кроме того, были встречены отпечатки фауны плохой сохранности, из которых удалось определить *Productus* sp. и *Spirifer* sp. девонского облика. Другая группа брахиопод, собранная в верхней части той же толщи слоистых глин, характерна для нижнекаменноугольных (турнейских) слоев. Это *Chonetes hardrensis* Phill., *Chonetes Kingyrica* Nal., *Spirifer aff. platynotus* Well., *Spirifer forbesi* Hall.

Там же найдены мшанки, относящиеся, по определению М. И. Шульги-Нестеренко, к турнейскому веку.

Те же комплексы фауны характерны и для подстилающих кору выветривания материнских пород девона и карбона. Присутствие фауны по всему разрезу глинистых пород от подстилающих девонских и каменноугольных до покрывающих третичных не оставляет сомнения в том, что вся эта толща образовалась как продукт выветривания пород девона и нижнего карбона. Об этом свидетельствует также одинаковый с коренными породами тип слонистости, характер смятия, а также присутствие реликтовых структур подстилающих неизмененных пород.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ТЕНИЗСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах Тенизской впадины кора выветривания не образует сплошного покрова.

Вдоль северной ее окраины кора сохранилась в виде ряда останцев на метаморфических сланцах, туфопесчаниках и эффузивах нижнего палеозоя и докембрия, иногда на гранитоидах и породах девона и нижнего карбона (см. рис. 2).

К югу от р. Ишим (Нура-Ишимский водораздел) скважинами картировочного бурения под руководством Б. А. Салина в 1955 г. установлено широкое развитие коры выветривания на породах верхнего палеозоя. Мощность ее колеблется от нескольких метров до 40 м. Кора представлена здесь нижними зонами и сохраняет структуру исходных пород. Нам удалось ознакомиться для данного района всего лишь с описаниями разрезов, к сожалению, весьма, схематичными, так как керновый материал не хранится.

По этим описаниям, предельно упрощенным, когда речь идет о рыхлом комплексе, не удастся составить представление ни о составе коры выветривания, ни о ее границах.

По тем же данным, к югу от долины р. Нуры кора выветривания маломощна (максимум 15 м) и состоит из пород, которые по степени измененности могут быть отнесены к нижней зоне коры выветривания (1).

Вдоль северной окраины Тенизской впадины, по данным Е. В. Дручинина и Д. Д. Пономарева, кора выветривания присутствует на всех породах палеозоя и докембрия.

Она известна на эффузивах, сланцах и частично на известняках нижнего палеозоя (ордовик), на сланцах, песчаниках, конгломератах и эффузивах девона, на карбонатных породах песчаниках и аргиллитах нижнего карбона, на породах среднего карбона.

Во многих случаях кора выветривания частично или полностью уничтожена поздне третичной и четвертичной эрозией. На схеме (см. рис. 2) показаны участки, где она сохранилась от размыва. Наиболее благоприятны в этом отношении небольшие прогнутые участки, покрытые поздне третичными и четвертичными отложениями, которые способствовали сохранению коры выветривания.

Описание разрезов коры выветривания

Разрез 13. Кора выветривания порфиритов докембрия (скв. № 481)

Порфириты докембрия представлены диабазовыми и пироксеновыми порфиритами, спилитами.

В скважине № 481 можно видеть только слабовыветрелые породы, так как до свежих скважина не добурена.

Слабо измененная порода (глубина 58—52 м) описана М. Н. Ильинской как спилит Полнокристаллическая эффузивная порода, состоит из плагиоклаза, рудного, хлорита, карбоната, кварца, лейкоксена, сфена, эпидота. Структура характерная спилитовая: порода состоит из удли-

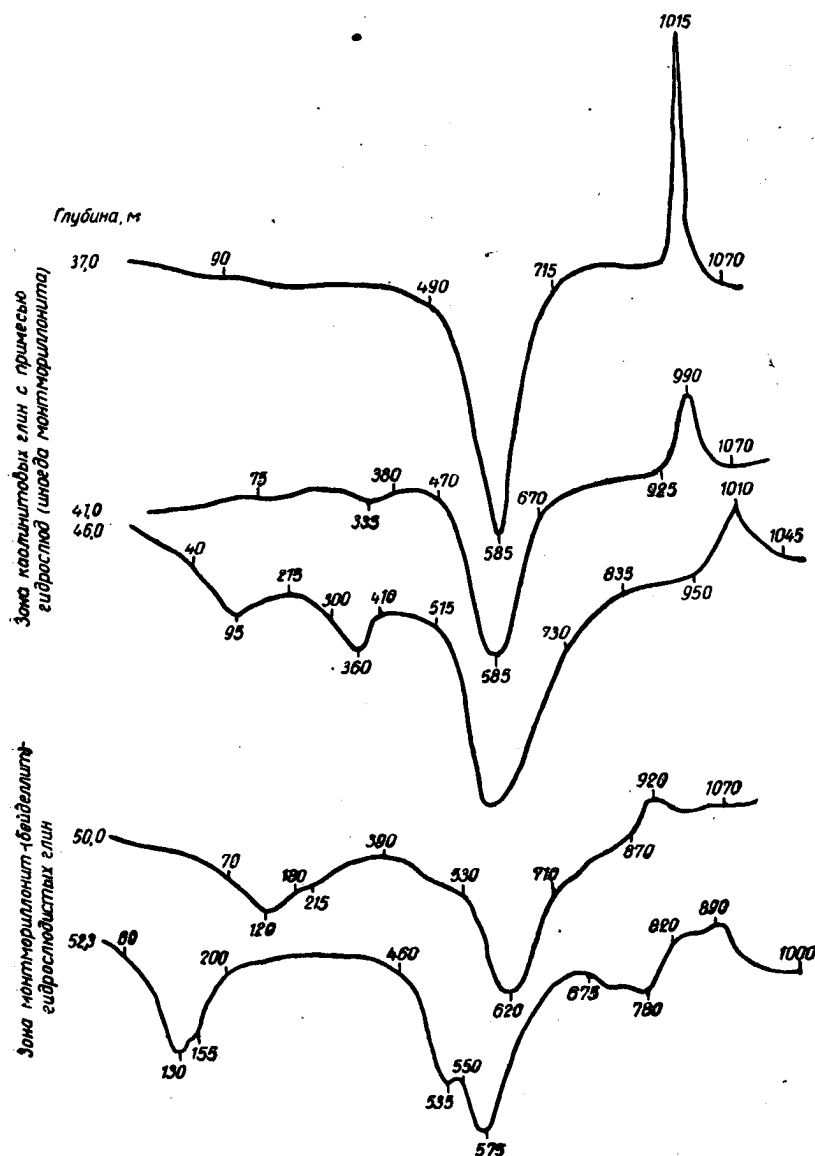


Рис. 6. Кривые нагревания глинистых продуктов выветривания порфиринов и туфоконгломератов (разрез 13)

ненных лапчатых лейст плагиоклаза-альбита (показатель преломления меньше канадского бальзама, наибольший угол в зоне симметричного угасания — 17°). По плагиоклазу развивается хлорит (делессит?). Он имеет серые тона интерференции ($N_g - N_p$ от 0,004 до 0,011). Наблюдаются также вторичные гидрослюды по плагиоклазу. Между лейстами плагиоклаза, заполняя все промежутки, находится зеленый хлорит-пен-

нин, аномальный в скрещенных николях, а местами совсем изотропный.

Из рудных различаются: ильменит, который почти полностью лейкоксенизирован и другой черный минерал в виде вкрапленности неопределенной формы, возможно марганцевый.

В породе наблюдаются также небольшие округлой формы миндалины, выполненные хлоритом-пеннином, кварцем и более поздним кальцитом. Кальцит выполняет также трещинки вместе с эпидотом, зеленым хлоритом-пеннином, рудным. Рудный концентрируется не во всех прожилках, возможно, выносится по трещинкам. В верхней части пачки слабо выветрелых пород увеличивается количество гидрослюд и кальцита. По данным термоанализа, в основной массе появляются примесь монтмориллонита (бейделлита) (рис. 6), а также красно-бурые гидроокислы железа в виде пятен и включения вторичного мелкокристаллического кварца. В прожилках гипс.

В этой части разреза в основной массе в значительных количествах встречается вторичный сидерит (61,02% FeCO_3). Хорошо образованные кристаллы сидерита ромбовидной формы размером порядка сотых долей миллиметра сложным узором пронизывают породу и образуют скопления, составляющие до 40% (приложение, табл. VII, 4).

Появление монтмориллонита следует отнести за счет стадийного выветривания хлорита основной массы и вкрапленников породы.

I. Зона гидрослюдистых глин с примесью монтмориллонита (бейделлита).

Глубина 52—47 м

Выветрелый спилит — глинистая порода, гидрослюдисто-бейделлитовая, с примесью каолинита. Окрашена гидроокислами железа. Текстура реликтовая от спилита: основная масса глинистая, состоит из пересекающихся и образующих сложный узор вытянутых волоконцев, повторяющих структуру плагиоклазово-хлоритовой основной массы материнской породы. Гидроокислы железа выполняют пространство между волокнами (приложение, табл. VII, 1).

По данным термического анализа и окрашивания, в составе глин присутствуют гидрослюда и бейделлит (монтмориллонит). На кривых нагревания двух образцов из этой зоны отчетливо видны характерные для этих минералов эндотермические остановки. Для образца с глубины 52,3 м при температуре 130, 535—575 и 780°; для образца с глубины 50 м — при 120, 620° и очень слабая при 870°. Наблюдается также экзотермический эффект для первого из двух образцов при температуре 920°, для второго — при 890°. Под микроскопом различается также и примесь каолинита. Образец глины с глубины 51 м, проанализированный термически, показывает присутствие монотермита.

Выветрелый порфирит в отдельных прослоях содержит обломки того же состава, а также кварца размером до 1 мм. Исходная порода представляла собой туфоконгломерат.

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд и монтмориллонита (бейделлита).

Глубина 47—41 м

По данным микроскопии определена каолинит-гидрослюдистая глина с реликтовой структурой порфирита или туфоконгломерата. Лейсты плагиоклаза, стекло замещены гидрослюдами, которые местами переходят в каолинит. Структура гидрослюд чешуйчато-волоконистая, каолинит-кристаллический образует пакетики, вермикулиты. Зерна и кри-

сталлики кварца сильно корродированы и замещены глинистым веществом. Порода окрашена гидроокислами железа. Методом окрашивания в составе глин также определен каолинит с примесью гидрослюд.

Выше 43 м в основной массе породы, т. е. в каолинит-гидрослюдистой глине наблюдаются скопления сферических конкреций сидерита размером 0,2—0,4 мм, концентрического и радиально-лучистого строения (приложение, табл. VII, 3). Иногда цементом карбонатных конкреций служат гидроокислы железа или гипс.

В коре выветривания по разрезу скважины № 481 выделяются две нижние зоны: зона гидрослюдистых глин, в которой присутствует также бейделлит (монтмориллонит) (58—47 м) и зона каолиновых глин с примесью гидрослюд (47—41 м).

Выше залегает бокситоносная пачка, связанная постепенным переходом с нижележащей выветрелой толщей.

В нижней части бокситовой пачки глина каолиновая с примесью гидрослюд окрашена гидроокислами железа в красно-бурый цвет, по-прежнему присутствуют сферические конкреции карбоната тех же размеров. Ядрами конкреций часто служат зерна кварца. Кварц местами корродирован карбонатом. Интересно также, что конкреции не корродированы гидроокислами железа и образовались, по-видимому, позже железистых конкреций.

Выше идет глина с карбонатными конкрециями, каолиновая с примесью гидрослюд, которая переслаивается с бокситами.

Таким образом, бокситоносные породы отличаются от подстилающей их толщи коры выветривания порфиритов следующими внешними признаками:

- 1) отсутствием реликтовой структуры материнской породы (за исключением измененного порфирита в обломках);
- 2) красной и розовой окраской, благодаря присутствию железа в форме гидроокислов, пропитывающих породу;
- 3) четко выраженной бобовой структурой — принципиально новой по сравнению с остаточной структурой порфирита (спилита) коры выветривания.

Разрез 14. Кора выветривания порфиритов в гряде Жаксы-Коянды (скв. № 196)

1. Зона гидрослюдистых глин, хлорита и монтмориллонита (бейделлита) в верхней части

В основании разреза в интервале с глубины примерно 53,5 м до глубины 58 м (забой скважины) залегает зеленая, местами желтовато-зеленая неслоистая порода, трещиноватая хлоритизированная, пронизанная прожилками кальцита.

Несколько выше (53,5—40 м) порода более рыхлая, глинистая с отдельными плотными участками. В последних различается первичная миндалекаменная текстура. Миндалины — округлые, размером 2—3 мм, выполнены зеленым минералом, по-видимому, хлорит-пеннином.

Под микроскопом видно, что участки плотной породы с ясно различимой миндалекаменной текстурой, так же как и глинистые, представляют собой сильно измененный основной туф с сохранившейся первоначальной текстурой. Миндалины выполнены хлоритом, который часто замещен мелкокристаллическим роговиковым кварцем. Основная масса глинистая, местами сохраняются очертания лейст плагиоклаза. В составе глин различаются хлорит и гидрослюда. По данным окраши-

вания, присутствует также монтмориллонит. Кривые нагревания свидетельствуют о присутствии гидрослюд, возможно бейделлита, кальцита и силикатов магния (хлорит?). Структура волокнистая, чешуйчато-волокнистая. Помимо миндалинов, наблюдаются вкрапленники плагиоклаза (альбита?) в виде кристаллов призматической формы размером до 1 мм, в значительной степени замещенных мелкокристаллическим кварцем.

В виде примеси присутствуют кубики магнетита.

Текстура остаточная, обломочная; в обломках миндалекаменная.

Химический анализ туфа (образец с глубины 58 м) показывает значительное содержание кальцита в основном, по-видимому, за счет прожилков; содержание CaCO_3 составляет 27,11%.

Выше по разрезу с глубины 40 м до глубины 15 м (возможно, 10 м) порода значительно сильнее изменена и почти нацело превращена в глину, в составе которой присутствуют монтмориллонит, гидрослюды и примесь каолинита.

Данные термоанализа (эндотермические остановки при температуре 150, 605 и 855°) показывают на некоторое содержание бейделлита. Сферолиты холрита наблюдаются очень редко. Лейсты и крупные вкрапленники плагиоклаза частично замещены гидрослюдой.

Для уточнения состава глинистой основной массы пород этой зоны был произведен рентгеноструктурный анализ двух образцов с глубины 46 м (нижняя часть зоны) и с глубины 25 м (верхняя ее часть). Исследования проводились в лаборатории Почвенного института АН СССР при консультации Н. И. Горбунова. Применялся аппарат УРС-70 с железным анодом, фильтр — марганцевый.

Были получены следующие данные.

На рентгенограмме ориентированных агрегатов образца с глубины 46 м обнаружены базальные отражения, характерные для монтмориллонита: 001—14,59 кх; 004—3,66 кх; 005—2,911 кх. Габитус линий неориентированных агрегатов также указывает на присутствие монтмориллонита. Нагревание до 600° вызывает смещение эффекта в области 14 кх к 9,76 кх. Все эти данные говорят о преобладании монтмориллонита в исследованном образце.

Для образца с глубины 25 м рентгенограмма дает базальные отражения, характерные для монтмориллонита: 001—14,10 кх; 002—7,34 кх; 004—3,63 кх, и отражения, характерные для гидрослюд: 001—10,15 кх; 003—3,38 кх. При сравнении рентгенограмм неориентированных агрегатов без глицерина и с глицерином обнаружено смещение отражения от 14,92 кх до 9,76 кх. Следовательно, помимо монтмориллонита, содержится примесь гидрослюд.

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд и монтмориллонита (бейделлита)

Выше 15 м состав глинистой массы меняется.

Под микроскопом видно, что преобладают каолинит и гидрослюда. Окрашиванием обнаруживается примесь монтмориллонита. Вкрапленники замещены гидрослюдой. Гидроокислы железа пропитывают отдельные участки цемента и образуют сгустки неправильных очертаний размером до 1,5 см.

В рассматриваемом разрезе отчетливо выделяются две нижние зоны профиля выветривания. В нижней зоне (от 58 до 15 м) породы сравнительно слабо изменены, характеризуются присутствием многих пер-

вичных минералов и наследуют текстуру материнской породы. Здесь присутствует хлорит, плагиоклазы, кварц и наряду с ними в качестве продуктов выветривания появляются гидрослюда и монтмориллонит (бейделлит). Гидрослюда образуется преимущественно за счет лейст плагиоклазов и частично основной массы. Монтмориллонит за счет хлорита. В верхней части зоны преобладают гидрослюда и монтмориллонит.

Верхняя зона (выше 15 м), помимо этих двух минералов, содержит каолинит. Местами каолинит преобладает. При помощи термического анализа на глубине 15 м обнаружен, кроме того, галлуазит. Первая эндотермическая остановка начинается при 60°, дает пик при 125° и заканчивается при 270°. Далее кривая выполаживается и дает новый эндотермический эффект при 595° и далее экзотермический — при 915°.

Каолинитовая зона профиля (I), по-видимому, смыта.

Таким образом, здесь мы имеем дело с постепенным превращением туфа в глинистую породу и дальнейшим изменением глинистых минералов. При этом минералогический состав материнской породы оказывает заметное влияние на состав нижних зон коры выветривания. Это влияние выражается в том, что в нижней гидрослюдистой зоне и в зоне каолинита с примесью гидрослюда совместно с гидрослюдой присутствует монтмориллонит (или бейделлит). Относительные количества этих минералов не определялись. Монтмориллонит здесь, по-видимому, следует рассматривать как один из промежуточных продуктов стадийного выветривания, содержащегося в породе хлорита (Гинзбург, 1953). В верхней зоне профиля среда становится кислой и образуется каолинит.

В литературе известны случаи образования монтмориллонита при современном выветривании основных пород. Фергюссон (Fergusson, 1954) описывает черные и красные почвы Австралии, образовавшиеся на базальтах. В качестве первых продуктов выветривания образуются монтмориллонит и нонтронит. При переходе в красную почву монтмориллонит частично разлагается и переходит в каолинит, который в дальнейшем также разлагается с образованием гиббсита.

Разрез 15. Кора выветривания туфогенных песчаников и сланцев гряды Жаксы-Коянды (скв. № 165)

Глубина 42—54 м. В нижней части разреза залегает слабо выветрелый туфогенный песчаник. По внешнему виду — это светло-коричневый, зеленоватый, среднезернистый глинистый песчаник, хрупкий, маркий. Характерной его особенностью является плитчатая текстура. Толщина плиток 0,5—2 см. Песчаники переслаиваются со сланцами, которые сменяют их вверх по разрезу.

На глубине 48 м и выше сланцы алевритов светло-коричневые, зеленоватые, маркие, легко разламываются рукой, плитчатые. Вверх по разрезу порода становится все более хрупкой, окраска меняется на более светлую желтоватую, серую, светло-сиреневую.

Под микроскопом видно, что песчаник представляет собой слабо выветрелую глинистую породу, в которой различаются плохо сохранившиеся обломки. Глина зеленоватая в простом свете с пятнами гидроокислов железа.

В составе зерен: кварц, корродированный с поверхности, плагиоклазы, в значительной степени замещенные гидрослюдой, обломки измененного порфирита. Последние состоят из гидрохлорита и гидрослюда, но сохраняют первоначальную структуру порфирита. Часть из них включает лейсты плагиоклаза, замещенного гидрослюдой, другая представляет собой обломки цемента и имеет флюидальную текстуру. Форма обломков угловатая, размер их 0,1—0,2 мм.

Основная масса состоит из хлорита, измененного процессами выветривания. В слабее измененных участках сохраняется не только зеленая окраска в простом свете, но и низкие серые цвета интерференции при скрещенных николях. Часто интерференционная окраска повышается. Местами присутствуют крупные пакеты каолинита и неполностью замещенные чешуйки гидрослюды, каолинит-гидрослюдистые по составу. Присутствуют пятна и ярко-красная вкрапленность гидроокислов железа. Текстура обломочная.

По данным термического анализа и окрашивания в составе породы преобладает гидрослюда, в виде примеси присутствуют бейделлит (монтмориллонит) и каолинит.

Определения в иммерсии показателя преломления ориентированных агрегатов глин основной массы дают следующие значения: для глубины 48 м — $N = 1,575—1,578$; для глубины 44 м — $N_g = 1,573—1,576$; $N_p = 1,568$.

Сланцы под микроскопом имеют глинистый состав. Глина мелкокристаллическая, чешуйчатая. Рассеянные в ней чешуйки хлорита и гидрослюда размером менее 0,1 мм распределены по слоистости и ориентированы в одном направлении. Реже встречаются угловатые глинистые обломки с остаточной структурой порфирита и зернышки кварца, разведенные гидроокислами железа. Гидроокислы железа в виде тонкой вкрапленности (мак) и небольших сгустков также распределяются по слоистости. Текстура сланцеватая.

По данным термического анализа и окрашивания, состав глин гидрослюдистый с примесью бейделлита (монтмориллонита), в верхней части бейделлит не отмечен, состав глины гидрослюдистый с примесью каолинита.

Глубина 42—14 м. Выше 42 м сланцы сменяются глинистой породой, которая сохраняет до некоторой степени плитчатую текстуру, но по другим свойствам относится к глинам, а не к сланцам.

• Цвет породы светло-сиреневый, иногда желтоватый до белого. Глина размокает в воде, приобретает вязкость.

Под микроскопом видно, что порода имеет то же строение, что и описанная выше, но сланцеватая текстура выражена значительно слабее. Состав глин постепенно меняется и становится каолинитовым с некоторой примесью гидрослюда, структура микрокристаллическая (данные окрашивания и термического анализа). Показатель преломления ориентированного агрегата глин определялся в иммерсии и равняется 1,568—1,573.

Трещинки в глине выполнены кварцем, сильно измененным, корродированным гидроокислами железа. В других трещинках имеется гипс.

Выше 14 м кора выветривания перекрывается пачкой светозеленых глин и песчаников с угловатыми кремнистыми обломками. Это, по-видимому, отложения делювиального характера предположительно неоген-четвертичного возраста.

В скважине № 165 вскрыт разрез коры выветривания песчано-сланцевых пород девона, содержащих значительную примесь туфогенного материала.

В разрезе наиболее полно представлена средняя зона коры выветривания — зона гидрослюдистых и каолинистых глин (II) (выше 52 м). Зона каолинистых глин представлена только нижней своей частью.

Нижняя зона гидрослюдистых глин и монтмориллонита (I) вскрыта скважиной только в самой верхней части (глубина 52—54 м), где в массе гидрослюдистых глин все же встречается каолинит в виде редких кристаллов новообразований.

Присутствие туфогенного материала в составе песчаников девона наложило свой отпечаток на состав нижних зон коры выветривания, где наряду с гидрослюдистыми минералами присутствует также бейделлит (монтмориллонит). Последний является, по-видимому, одним из продуктов изменения хлорита, который занимает значительное место в составе исходных песчаников и сланцев.

Мощность коры выветривания на эффузивных породах и сланцах по северо-восточной окраине Тенизской мульды достигает, по данным Е. В. Дручинина, 150 м.

Разрез 16. Кора выветривания порфиристов протерозоя

В районе станции Джалтырь и Сопок Кара-Баши кора выветривания вскрыта выработками на очень небольшую глубину (первые метры) и представлена глинистой породой с плохо сохранившейся структурой материнской породы.

По внешнему виду глина желтого или зеленовато-желтого цвета, плотная, с неровным изломом, колется на угловатые обломки как каменистая порода. Различаются следы первичной порфирированной структуры. В породе довольно равномерно распределены белые округлые включения хрупкого минерала размером 1—2 мм.

В других разрезах желтая глина коры выветривания сохраняет тонкослоистую и сланцевую текстуру.

Под микроскопом основная масса глинистая состоит из каолинита и гидрослюды с примесью бурых гидроокислов железа. Сферолиты составляют в ней 10—20% породы и распределены более или менее равномерно. Размер их 0,4—2 мм, форма округлая или овальная.

В составе: крупнокристаллический кварц с оторочкой мелкокристаллического. В ряде случаев кварц замещается глинистым веществом и бурыми гидроокислами железа. Наряду с кварцем присутствуют сферолиты тех же размеров, но полностью сложенные мелкокристаллической чешуйчатой глиной, по-видимому, каолинитом.

В верхней части коры выветривания находим сильнее измененные породы с едва заметными реликтами первоначальной структуры в виде редких и полуразрушенных кварцевых сферолитов. Основная масса каолинит-гидрослюдистая, окрашена пятнисто гидроокислами железа. Различаются скопления крупных вермикулитов каолинита.

В ряде случаев наблюдаются черные непрозрачные включения, по-видимому, марганцовистого минерала. Выше без определенной границы глины коры выветривания сменяются глинами с желваками каменистых бокситов.

Термический анализ определяет в составе глин коры выветривания каолинит и гидроокислы железа, а также примесь гидрослюды или монтмориллонита (бейделлита).

По-видимому, здесь вскрыта верхняя часть зоны каолинистых глин с примесью гидрослюд. Поскольку исходные породы содержали большой процент темноцветных, в продуктах их выветривания присутствует монтмориллонит (бейделлит), как и в рассмотренных выше разрезах 13, 14, 15 (скв. № 481, 196, 165).

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ОБЛАСТИ ПОДНЯТИЯ САРЫСУ-ТЕНИЗСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА

Большая часть площади Казахского нагорья не несет на себе сплошного покрова коры выветривания. Кора распространена здесь спорадически в зависимости от сохранности от процессов эрозии. Распространение ее видно на схеме (см. рис. 2).

Нами изучались разрезы выветрелой толщи, развитой по породам разного возраста.

Кора выветривания пород ордовика описывается нами по разрезу у могилы Нурман в 25 км севернее Байконура. Кора выветривания толщи среднего девона — франского яруса изучалась в верховьях р. Жиланчик, у озера Аще-Куль и севернее станции Теректы Джезказганской железной дороги; там же был изучен разрез кремнисто-карбонатных пород турнейского яруса нижнего карбона.

Описание этих разрезов представляется нам целесообразным, так как в области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела кора выветривания обладает некоторыми специфическими особенностями.

Раздел 17. Кора выветривания пород ордовика в юго-западной части Сарысу-Тенизского водораздела

В 25 км к северу от Байконура в красивых, ярко окрашенных обрывах небольшого левого притока р. Жидели-Узень обнажается кора выветривания сланцев и алевролитов ордовика (см. схему, представленную на рис. 2). Выветрелые породы представлены толщей сиреневых и зеленовато-сиреневых, иногда белых глин с сохранившейся сланцеватой текстурой материнских пород. Падение крутое на юго-восток 120°.

Под микроскопом хорошо видно, что в нижней части глины имеют гидрослюдистый состав и содержат примесь каолинита. В верхней части глины каолинистые с примесью гидрослюд. Гидроокислы железа, окрашивающие породу, распределены довольно равномерно в виде рассеянной вкрапленности. Местами вкрапленность переходит в сплошное пропитывание породы. Цвет таких глин яркокрасный.

Разрезы коры выветривания песчано-сланцевых пород среднего девона — франского яруса и глинисто-карбонатных пород фаменского яруса

Разрез 18 в бассейне р. Жиланчик и Шили-Сай (рис. 7)

Здесь обнажаются следующие породы.

1. Сиреневые и желто-зеленые сланцы и алевролиты, тонкослоистые и массивные с плитчатой отдельностью. Алевролиты содержат примерно 20% угловатых зерен, в составе которых преобладает кварц. Присутствуют также олигоклаз, микроклин, кварцит, серицито-глинистый сланец, чешуйки мусковита. Зерна в значительной степени корродированы глинистым цементом. Цемент глинисто-кремнистый, окрашен гидроокислами железа в бурый цвет. Присутствуют рассеянные включения гидроокислов марганца.

Характерной особенностью являются конкреции мелкокристаллического кварца, присутствующие в породе в количестве 10—20%. Размер конкреций 0,2—1 мм, строение радиально-лучистое, видно только в простом свете. В скрещенных николях конкреции мелкокристаллические, что указывает на возможно опаловый первоначальный их состав. Текстура породы беспорядочная.

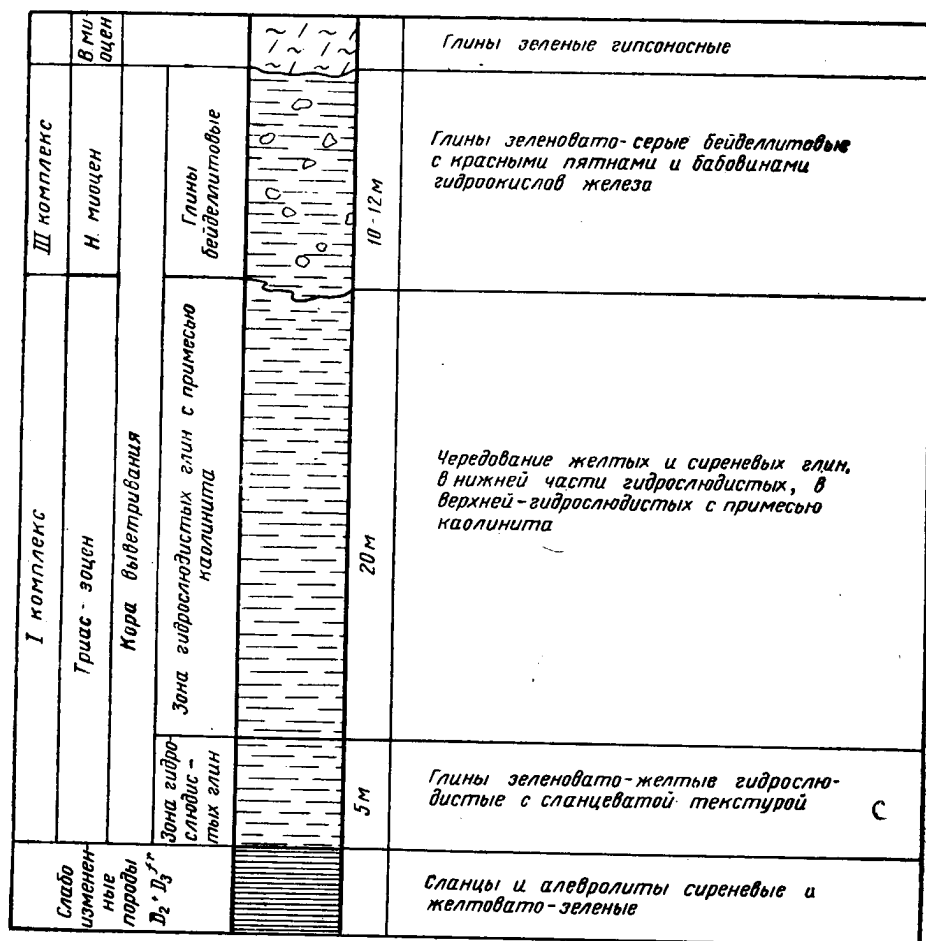


Рис. 7. Схематический разрез коры выветривания сланцев и алевролитов среднего девона — франского яруса (бассейн р. Жиланчик)

2. Выше по разрезу залегают зеленовато-желтые глины со сланцеватой текстурой. Непосредственного перехода от первой пачки ко второй мы не наблюдали, так как обе пачки в одном обнажении встречены не были.

Глина второй пачки алевролитная, в составе зерен встречается исключительно кварц. Основная масса мелкочешуйчатая, интерферирует в серых и золотистых тонах, окрашена гидроокислами железа. Состав глин гидрослюдистый. Кривая их нагревания имеет три эндотермические остановки: при 110°, при 550° и слабую при 945°. Наличие их свидетельствует о возможной примеси бейделлита. Однако слишком высокий для этого минерала показатель преломления (1,570—1,580), который определялся нами для глинистых агрегатов, противоречит та-

кому предположению. Конкреции мелкокристаллического кварца здесь не встречаются. Мощность 5—10 м.

3. Глины зеленовато-желтые, тонкослоистые, чередуются с сиреневыми, неслоистыми и тонкослоистыми. В толще присутствуют также пачки желтых, серых, белых глин. Мощность 15—20 м.

Состав глин в нижней части гидрослюдистый, в верхней — каолиновый с примесью гидрослюд. Встречаются прослойки, содержащие около 10% мелких зерен кварца. Зерна носят следы растворения. В других прослоях зерна почти отсутствуют, но характерна мелкая пористость (около 10%). Структура глины участками мелкокристаллическая, цвета интерференции серые (каолинит). Местами глина чешуйчатая с золотистыми тонами интерференции и более высоким рельефом (гидрослюда). Встречаются псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту.

В верхней части пачки преобладает каолинитовая глина с примесью очень интенсивно корродированных зерен кварца. Иногда прослойки (5—10 см) имеют серый цвет и содержат примесь (примерно 5%) кубиков пирита.

В приведенном разрезе имеют место две нижние зоны профиля — зона гидрослюдистых глин (мощностью около 10 м) и зона каолинистых с примесью гидрослюд (мощностью около 15 м).

Выше — поверхность плато.

Западнее, в бассейне р. Жиланчик кора выветривания залегает на более высоком гипсометрическом уровне и характеризуется другим составом глинистых минералов.

Здесь обнажаются верхние горизонты коры выветривания песчано-сланцевых пород, описанных выше. Они представлены белыми и зеленоватыми вязкими глинами, иногда песчанистыми, с красными пятнами и гнездами железистых желваков, напоминающих бобовые бокситы. Эти глины разведывались А. Е. Репкиной, которая определила в них присутствие бокситов. Другими исследователями (А. Н. Волков и др.) данные А. Е. Репкиной не подтвердились. Как сообщил А. Н. Волков, пятнистые глины с железистыми конкрециями вниз по разрезу переходят в сланцеватые «структурные глины» коры выветривания пород девона. Полный разрез коры выветривания пород девона вскрыт буровыми скважинами Тургайской ГРЭ¹.

На глубине 97 м здесь залегают неизменные алевролиты. Выше, от 97 до 57,5 м идет толща выветрелых алевролитов, сохраняющих облик материнской породы.

От 57,5 до 51,7 м алевролиты переходят в желтые песчанистые глины; от 51,7 до 36,7 м — желтые глины; от 36,5 до 17,3 м — глины пестроцветные, белые и зеленоватые с красно-бурыми пятнами и железистыми желваками.

Выше и до поверхности — зеленые гипсоносные глины неогена.

Мы не имеем в своем распоряжении каменного материала по этим скважинам, за исключением пятнистых глин верхнего горизонта коры выветривания, которые изучались нами по образцам, собранным в старых выработках А. Е. Репкиной.

По данным микроскопии, термического анализа и окрашивания глины верхних горизонтов, коры выветривания представлены бейделлитом, местами с примесью монтмориллонита.

Показатели преломления агрегатов глин (для семи образцов) изменяются от 1,528 до 1,546, что полностью подтверждает это заключение. Кривые нагревания этих глин представлены на рис. 8. Все они

¹ ГРЭ — Геологоразведочная экспедиция.

имеют три эндотермические остановки, характерные для группы монтмориллонита. Первая остановка при 110—130°, вторая при 550—560° и третья очень расплывчатая при 800—900°. Эндотермический эффект при 300—320° говорит о присутствии гидроокислов железа.

Красно-бурые участки глин характеризуются тем, что они пропитаны гидроокислами железа, желваки также представляют собой глинистую массу бейделлитового состава, уплотненную и окрашенную гидроокислами железа.

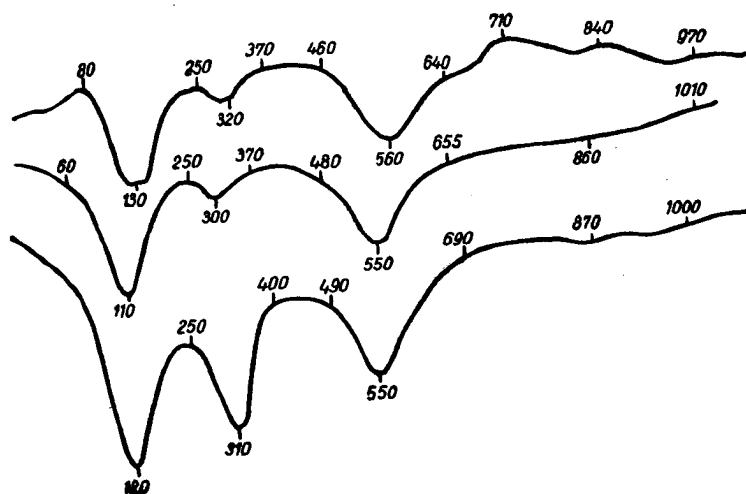


Рис. 8. Кривые нагревания бейделлитовых глин верхней пачки коры выветривания пород девона в бассейне р. Жиланчик (разрез 18)

По данным химического анализа, произведенного в Химической лаборатории ГИН (табл. 2), в составе глин кремнезем значительно преобладает над глиноземом, желваки характеризуются высокими концентрациями гидроокислов железа (до 48% Fe_2O_3), свободный глинозем не обнаружен даже за вычетом кварца.

Таблица 2

Результаты химического анализа пород верхней части коры выветривания девона в бассейне р. Жиланчик (%)

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	Кварц
Железистые бобовины	41,98	1,06	9,02	36,24	0,72	0,28	5,16	3,18	97,64	20,46
	27,76	1,36	11,63	46,74	0,92	0,36	6,65	4,10	99,52	
Железистые бобовины	53,70	1,50	5,80	29,18	1,26	0,18	5,07	2,26	98,95	38,74
	25,19	2,46	9,51	47,85	2,05	0,29	8,31	3,70	99,37	

Примечание. Нижняя строка каждого анализа показывает химический состав породы без кварца.

Кора выветривания перекрыта зелеными гипсоносными глинами неогена.

В разрезе коры выветривания песчано-сланцевой толщи девона бассейна р. Жиланчик нижняя часть полностью соответствует нижним двум зонам профиля выветривания одновозрастных пород Шоиндыкульской впадины.

Выше вместо зоны каолинистых глин залегают светлые зеленоватые глины бейделлитового состава с красными пятнами и железистыми желваками. По облику они не отличаются от пестроцветной толщи, залегающей на бокситах в Шоиндыкульской впадине.

Естественно предположить, что бейделлитовая пачка представляет собой наложенную, более позднюю кору выветривания по отношению к основному профилю. Этим и объясняется не каолинистый, а другой, бейделлитовый состав слагающих ее глин. Такой состав глин следует, по-видимому, отнести за счет изменения ранее влажного теплого климата на более сухой и умеренный.

Разрезы левобережья озера Аще-Куль

В левобережье озера Аще-Куль кора выветривания развита локально и приурочена к зоне контакта тех же двух толщ, которые дают наиболее мощную и глубоко измененную кору в Шоиндыкульской впадине. Это песчаники и сланцы нерасчлененной толщи среднего девона — франского яруса, с одной стороны, и карбонатные породы фаменского яруса — с другой. Продукты выветривания этих толщ залегают в понижении современного рельефа, занятом озером Аще-Куль, и примыкают к нему с запада. Весьма возможно, что выветрелые породы продолжают также и под дном озера. На западе, в сторону водораздела, рельеф местности повышается и кора выветривания примыкает к неизменным породам. М. Г. Поповым в 1948 г. кора выветривания была прослежена по выработкам и естественным обнажениям на 18 км вдоль берега озера и далее на севере на 7—8 км. По этим данным выветрелые породы залегают на неровной поверхности песчано-сланцевых и карбонатных толщ в виде покрова, мощность которого колеблется от 1—2 до 16,5 м. По составу кора выветривания представляет собой глинистую толщу, вниз по разрезу глины постепенно переходят в неизменные породы.

Глины пестроокрашенные, в верхней части красные, содержат гнезда красных и бурых «пизолитов» размером 2—3 см в диаметре. В глинах присутствуют также зерна и мелкая щебенка кварца. Пизолиты встречаются в верхней части разреза и прослеживаются на глубину 1 редко 2 м от поверхности.

Нами осмотрены несколько полузасыпанных выработок в коре выветривания как песчано-сланцевых, так и карбонатных пород.

К сожалению, проследить весь разрез до неизменного фундамента за отсутствием свежих выработок или керн скважин не удалось. Наши данные касаются только верхней части разреза коры выветривания. Описание нижней части дополнено по данным М. Г. Попова.

Разрез 19. Кора выветривания на песчано-сланцевых породах среднего девона — франского яруса

Песчаники среднего девона — франского яруса аркозовые. Зерна характеризуются слабой и средней окатанностью. По размерам зерен встречаются все разновидности от мелко- до крупнозернистых и граувилов.

В составе зерен преобладает кварц, в меньших количествах присутствуют полевые шпаты (альбит, олигоклаз), микроклин, пегматит, серицитизированный кварцит, обломки риолита. Цемент почти нет, тип цемента выполнения пор, состав кварцевый.

Кора выветривания песчаников девона представлена пестроокрашенными глинами, которые характеризуются сильной песчанистостью.

В одном из разрезов, как сообщает М. Г. Попов, дресва красно-цветных песчаников на глубине 17 м переходит вверх по разрезу в красно-бурые песчанистые глины с более крупными зернами кварца.

От 14 до 9,5 м глины пестроцветны, вязкие, песчанистые. От 9,5 м и выше они становятся менее песчанистыми и содержат красно-бурые железистые бобовины и более крупные конкреции. В верхней части толщи глины гипсоносны.

Бобовые глины при рассмотрении под микроскопом представляют собой кварцевый песчаник, содержащий до 30% зерен, корродированных глиной или гидроокислами железа.

Помимо кварца, присутствуют зерна кремнистого сланца. Цемент — каолинит-гидрослюдистая глина с примесью монтмориллонита.

Конкреции имеют размер от 1 до 5—10 см в диаметре и представляют собой тот же кварцевый песчаник, пропитанный гидроокислами железа. Иногда пропитывание неравномерное и внутри бобовины сохраняются светлые участки. Бобовины, отпрепарированные от цементирующей их глины, образуют россыпи на поверхности коры выветривания. Часть из них, помимо гидроокислов железа, содержит примесь гидроокислов марганца.

Разрез 20. Кора выветривания на карбонатных породах фаменского яруса

В основании разреза залегает мелкокристаллическая доломит-кальцитовая порода с гнездами крупных кристаллов и примесью зерен кварца в количестве 1—5%, с обильной фауной брахиопод, криноидей и мшанок.

Выше идет пачка пестроокрашенных глин. В верхней части глины желтые с красными, розовыми и белыми пятнами нечетких очертаний. В глинах содержатся желваки, плитки и «глыбы» бурого железняка, обычно ноздреватые, с порами, выполненными глинистой охрой.

Состав глины, по данным микроскопии, термоанализа и метода красителей, — гидрослюдистый с примесью каолинита и гидроокислов железа. Присутствуют угловатые зерна кварца в количестве нескольких процентов.

Бурый железняк состоит из гидроокислов железа ярко-красного и красно-бурого цвета, окраска пятнистая. Порода пористая. Поры составляют участками до 50% породы. Размеры их меняются. В одних случаях порода пронизана частыми мелкими порами размером порядка десятых долей миллиметра, которые делают ее текстуру кружевной. В других поры крупные — до 6 мм. Форма пор извилистая. По стенкам наблюдаются корки из розеток гематита. Участки малопористые содержат примесь угловатых кварцевых зерен размером до 0,1—0,2 мм в количестве до 20%. Зерна корродированы гидроокислами железа.

Пестроокрашенные глины покрываются коркой ноздреватого бурого железняка, наиболее темноокрашенные участки которого шлакоподобны. Под микроскопом они совершенно аналогичны только что описанной породе, но содержат окварцованные обломки фауны. Часть фауны оказалась пригодной для определения возраста вмещающих пород. С. М. Андронов сделал заключение о принадлежности к фаменскому ярусу верхнего девона.

Химический состав пород коры выветривания определялся по нескольким образцам в химической лаборатории ГИН и представлен в табл. 3.

При рассмотрении этой таблицы бросается в глаза разница в содержании кварца в коре выветривания карбонатных и песчано-сланце-

вых пород. В последних оно в 10 и более раз больше, чем в коре карбонатов. Содержание гидроокислов железа значительно больше в прослоях бурых железняков коры карбонатных пород, чем в железистых конкрециях коры песчаников.

Таблица 3
Химический состав пород коры выветривания района оз. Аще-Куль (%)

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Кварц	Примечание
Железняк бурый ноз- древатый	10,98 6,57	2,22 2,3	0,36 0,37	77,02 80,10	0,68 0,70	0,43 0,44	0,98 1,01	7,90 8,2	100,57 99,69	4,66	Кора выветривания доломит-кальцитовых пород фанского яруса
Железняк бурый ноз- древатый	12,34 7,91	3,87 4,04	0,36 0,38	70,39 75,31	0,88 0,94	0,53 0,62	1,00 1,07	8,45 9,04	97,87 99,41	4,94	
Конкреция железистого песчаника	70,78 27,05	4,69 13,27	1,35 3,82	15,62 44,20	0,52 1,47	0,04 0,11	0,90 2,54	2,58 6,3	96,48 98,76	61,22	Кора выветривания песчаников фанского яруса
Красно-бу- рая желези- стая бобо- вина	69,56 31,73	4,24 9,92	1,41 3,29	18,65 43,64	0,80 1,87	0,06 1,40	1,02 2,38	2,98 6,97	98,72 101,20	50,00	
Глина красная	68,78 53,09	5,14 8,06	1,44 2,26	17,30 27,60	1,06 1,66	0,22 0,34	1,46 2,29	2,93 4,60	98,33 99,46	34,96	

Примечание. Нижняя строчка каждого анализа является результатом перерасчета анализа за вычетом кварца.

Кремневый модуль и в тех и в других породах меньше единицы.

Таким образом, в районе озера Аще-Куль глинистая кора выветривания образует единый покров на карбонатных породах фанского и песчаниках среднего девона — фанского яруса. По облику, структуре и составу продукты выветривания тех и других пород весьма сходны. Влияние материнской толщи сказалось на них главным образом в присутствии большого количества кварцевых зерен (до 60%) в продуктах выветривания песчаных пород. В коре выветривания карбонатной толщи фанского яруса наблюдаются остатки окварцованной фауны.

По составу глин, гидрослюдистому с примесью каолинита и иногда монтмориллонита, кора выветривания озера Аще-Куль находится на сравнительно низкой ступени развития и относится к нижним зонам профиля выветривания. Каолининовая зона в ней отсутствует.

Значительно более интенсивно протекал другой процесс, а именно окисление железа. Почти все железо находится в окисной форме. Гидроокислы железа сконцентрированы в конкрециях. Конкреции образовались в породе, подвергающейся выветриванию за счет стягивания гидроокислов железа к определенным центрам. Об этом свидетельствует внутренняя структура конкреций, которые отличаются от вмещающей породы только присутствием гидроокислов железа.

Здесь происходит также коррозия кварца. В бурых железняках местами кварц выщелачивается почти полностью.

Эти данные свидетельствуют о том, что кора выветривания Аще-Куля развивалась своеобразно. Окисление железа и последующее пере-

распределение гидроокислов опережали стадийное развитие глинистых минералов, переход их в каолинит и освобождение Al_2O_3 .

Помимо описанной коры выветривания в верхней части выветрелой толщи встречаются участки, сложенные глинами бейделлитового состава. Внешне они не отличаются от гидрослюдисто-каолининовых, белых и зеленоватых пятнистых глин с железистыми конкрециями. Образование их, по-видимому, связано с более поздними процессами выветривания, которые происходили в миоцене и соответствуют по времени образования пестроцветной толще, покрывающей бокситы в Шоиндыкульской впадине.

Разрез 21. Южная часть Сарысу-Тенизского водораздела, район ст. Теректы

Кора выветривания другого типа, несколько отличная от ранее описанной, развита на породах верхнего девона в районе станции Теректы Джезказганской железной дороги. Она представлена маломощной толщей 0,5—1,5 м омарганцованных карбонатных пород, которые вверх переходят в пятнистые глины с кремнистыми и марганцовистыми конкрециями.

Кора такого типа вскрыта в 1948 г. канавами и шурфами одной из поисковых экспедиций Карагандинского геологического управления (по М. Г. Попову) на юге Казахского нагорья.

Коренные породы карбонатные, известняково-доломитовые. Линзы, пятна и прослои кальцита чередуются с доломитовыми. Присутствуют также прослои мергеля и сланцы. Доломит мелко- и среднекристаллический, состоит из тесно примыкающих друг к другу ромбоэдров. Кальцитовые участки сложены органо-генно-детритусовым кальцитом с обломками мшанок, криноидей, брахиопод, местами сиригопор. В одной из канав присутствует туфогенный песчаник с зернами кварца, эффузивной породы типа риолита (кварцевого порфира), каолинита (?). Цемент песчаника глинистый.

Помимо этого встречен прослой сильно измененной породы, содержащей около 20% идиоморфных зерен кварца, внутри которых наблюдаются реликты карбонатов. Форма кристаллов кварца дипирамидальная. Цемент — глинисто-опаловая масса.

Взаимоотношения всех перечисленных пород фундамента не ясны, так как разрез вскрыт выработками на очень малую глубину.

Коренные породы слабо изменены, иногда пятнисто окрашены гидроокислами марганца в черный цвет. Окрашивание распространяется в зазорах между кристаллами доломита или выполняет трубки сиригопор. Глины, покрывающие коренные породы, имеют с ними неровную границу. Переходы от твердой породы к глинистой постепенные. Глины песчаные, белые, зеленоватые с бурыми и черными пятнами.

В них присутствуют белые и черные плотные желваки, а также участки черной ноздреватой шлакоподобной породы. Размер желваков 3—15 см. Много гипса в виде желваков и корок. Под микроскопом глины содержат до 30% угловатых и слабо окатанных зерен размером до 0,5—0,8 мм. В составе зерен кварц, сильно корродированный, эффузив типа кварцевого порфира, плагиоклаз, частично замещенный гидрослюдой, каолинит, хлорит. Цемент бейделлитовый с примесью гидрослюда (?), пятнами окрашен красно-бурыми гидроокислами железа и желто-бурыми гидроокислами марганца.

Белые желваки имеют опаловый состав и текстуру органо-генно-детритусового известняка. В них также встречаются зерна кислого эффузива.

Черные марганцовистые желваки содержат зерна кварца и кислого эффузива. Неокрашенные участки в этих желваках сложены опалом.

В нижней части глин марганцовистые желваки теряют определенную округлую форму и сменяются более плотной марганцовистой массой, иногда пористой, местами окремненной, местами омарганцованной.

Из приведенного описания можно видеть, что кальцит-доломитовые породы фамена содержат примесь туфогенного материала. При выветривании они подвергаются окремнению: опализации, а местами окварцеванию.

Позже кремнезем выносится (коррозия кварца), силикатная часть, выветриваясь, превращается в глину, а гидроокислы марганца, образовавшиеся от окисления марганцовистых соединений, в коренных породах (карбонаты марганца, силикаты) местами образуют стяжения.

По данным М. Г. Попова, содержание марганца в карбонатных породах равно 1,22—6,12%, железа — от десятых долей процента до 1,39%. В коре выветривания (глины с желваками) содержание марганца 5,81%, железа 0,83%, а в желваках соответственно 26—40% и 1,26—5,5%. Состав руд псиломелано-пиролюзитовый, иногда определяется манганит, браунит.

По своему строению, морфологии, текстуре марганцовистая кора выветривания совершенно сходна с железистой корой выветривания. Промежуточным типом является Аще-Кульский, где в коре выветривания присутствуют как гидроокислы железа, так и гидроокислы марганца одновременно.

Бейделлитовый состав глин марганцевой коры выветривания можно объяснить двояко. Либо здесь имеет место нижняя зона коры выветривания карбонатных пород с примесью туфогенного материала, либо, что более вероятно, здесь мы имеем дело с молодой наложенной корой выветривания того же типа, что и в бассейне р. Жиланчик, в районе оз. Аще-Куль и т. д.

Разрез 22. Кора выветривания пород турнейского яруса нижнего карбона

В южной части Казахского нагорья, обращенной в сторону Сары-Суйской депрессии сохранились от действия эрозии обрывки ранее мощного покрова коры выветривания пород турнейского яруса нижнего карбона.

В рельефе они образуют холмистые возвышенности с замкнутыми склонами, сложенные в значительной степени глинистыми породами. Благодаря яркой желтой окраске кора выветривания резко выделяется на местности.

В бассейне р. Кептама-Сай неизмененные породы турне не обнажаются. В основании разреза коры выветривания залегают розовато-сиреневые глинисто-кремнистые породы, тонкослоистые, наклоненные под углом 50—80° к горизонту. В них наблюдаются корневидные прожилки бурых гидроокислов железа, секущие слоистость. Пятнами породы обелены.

Характерной особенностью является присутствие фауны мшанок и брахиопод, которая в ряде прослоев просто переполняет породу. Глинисто-кремнистые породы чередуются с кремнистыми, которые выступают в рельефе в виде грибов и представлены двумя разновидностями кремово-желтой пористой и серой яшмовидной непористой кремнистой породой.

Под микроскопом глинисто-кремнистые тонкослоистые породы представляют собой кремнистый туффит с характерной для туфов спутанно-волокнутой структурой, с отчетливыми тонкими лейсточками плагиоклазов, замещенными мелкокристаллическим кварцем.

Порода неравномерно окрашена гидроокислами железа, которые присутствуют либо в виде тонкой вкрапленности, либо в виде пятен. Различаются окварцованные обломки брахиопод, мшанок и т. п. В основной массе наблюдается примесь глинистых минералов. Порода — слабо пористая. Глина анализировалась термическим методом. На кри-вой нагревания отчетливо видны остановки каолинита: эндотермическая при 530—550° и экзотермическая при 910—930°. Помимо этого имеется слабо выраженный эндотермический эффект при 130—140°, а также при 880°, свидетельствующий о возможной примеси гидрослюд или бейделлита.

Кремнистые породы представляют собой мелкокристаллическую глинисто-кремнистую массу, интерферирующую в серых тонах с хорошо заметной спутанно-волокнутой структурой туффита. Порода пориста, пористость составляет 5—10%.

Присутствуют окварцованные обломки брахиопод, мшанок и других, которые иногда переполняют породу, а также спикеры губок.

Глинистая примесь, по данным термического анализа, здесь также представлена каолинитом, гидрослюдой, возможно бейделлитом.

В верхней части разреза преобладают глинистые породы желтого и розового цвета, в составе которых переслаиваются глинистые и алевроитовые прослои. Глина каолинистая мелкокристаллическая, иногда чешуйчатая. В алевроитовых прослоях такие глины содержат примесь кварцевых зерен, реже чешуек хлорита, гидрослюд, пакетиков каолинита. Структура туффита и фауна здесь не наблюдаются, если не считать заостренных игольчатых зерен кварца, форма которых, вероятно, обусловлена их туфогенным происхождением.

Общая протяженность разреза более 350 м. Истинная мощность выветрелой зоны нам неизвестна. Породы круто падают, и обнажается по сути дела только часть профиля выветривания, а именно зона каолини-товых глин с примесью гидрослюд (II).

Сравнение только что приведенного разреза с корой выветривания туфогенных пород Шоиндыкульской депрессии (скважина № 27) показывает, что породы выветриваются весьма сходным образом. В Шоиндыкульской, депрессии разрез более полный и включает зону каолини-товых глин (разрез б).

Из описания разрезов области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела видно, что в пределах поднятых участков Казахского нагорья выветрелые породы относятся к нижним зонам профиля выветривания. В тех случаях, когда разрез более полный, удается выделить все три зоны, включая каолинитовую, однако мощность каждой зоны невелика.

Для области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела характерно также развитие молодых наложенных кор выветривания иного состава, чем состав основного профиля (разрез 18).

Глава III

О ПРОНИЦАЕМОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ДЛЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГРУНТОВЫХ ВОД

Существует мнение, что кора выветривания, представляющая собой сплошную толщу глин, является водонепроницаемой. Действительно, гидрогеологические скважины, пробуренные с целью нахождения водоносных горизонтов, показывают, что глины коры практически безводны.

Однако глинистые породы, в настоящее время не содержащие водоносных горизонтов, ранее, в процессе формирования профиля коры выветривания, были хорошо доступны для проникновения водных растворов на значительную глубину.

Наиболее веским доказательством водопроницаемости коры является нахождение обильной пылицы и спор в нижней части выветренной толщи на большой глубине в глинах с остаточной структурой доломита (скважина № 53).

Разрез в схеме представляет собой следующее:

1. Глубина 125—98 м — кальцит-доломитовая порода с примесью глинистого материала и обильными отпечатками брахиопод, криноидей и других организмов.

2. Глубина 98—96 м — серая глина с остаточной структурой подстилающей карбонатно-глинистой породы. Остаточная структура видна весьма отчетливо благодаря тому, что материнская порода в значительной степени состояла из ромбоэдров доломита. Очертания ромбоэдров сохранились в глине коры выветривания и наблюдаются под микроскопом во многих образцах. Глинистое вещество содержит примесь измельченного растительного детрита (сотые доли миллиметра) и многочисленные споры и пылицу.

3. Глубина 96—28 м — толща желтых и сиреневых глин, в нижней части с остаточной структурой материнской породы и многочисленными отпечатками раковин верхнедевонских брахиопод почти по всей мощности толщи. Отпечатки брахиопод встречаются в толще глин мощностью в несколько десятков метров и обычно ориентированы по слоистости. Их хрупкие раковины могли сохраниться только на месте захоронения. Следовательно, фауна залегает *in situ*. Это обстоятельство в совокупности с отчетливой остаточной структурой материнской породы не позволяет делать предположения о переотложенном характере фауны и подтверждает элювиальный характер глин.

Выше залегают бокситоносные породы.

В приведенном разрезе во второй пачке глин (глубина 98—96 м) присутствует многочисленная третичная пылица и споры. Отдельные

формы пыльцы и спор наблюдаются под микроскопом в шлифах глин с остаточными контурами ромбоэдров доломита.

Е. Д. Заклинская, изучавшая спорово-пыльцевые спектры из серых глин, отмечает преобладание в них пыльцы покрыто-семенных, большая часть которой принадлежит к типу проблематичной трехпоровой. Е. Д. Заклинской удалось расшифровать систематическую принадлежность некоторых видов, которые оказались представителями семейств:

Myricaceae, Myrtaceae, Proteaceae, Santalaceae, Rubiaceae, Araliaceae и рода *Conasomyrica*. Ряд форм определен по морфологической классификации Pflug'a.

к их числу относятся:

- | | |
|---|----------------------|
| 1. <i>Triatrio</i> — <i>Poll. bituitus</i> (R. Pof.) Pflug | } из среднего эоцена |
| 2. <i>Triatrio</i> — <i>Poll. exelsas</i> (R. Pof.) Pflug | |
| 3. <i>Basopollis piriodus</i> (Pflug) = <i>Extratrioporo</i> — <i>Pol. basalis</i> sub. sp. <i>periodus</i> Pflug | } из нижнего эоцена |
| 4. <i>Polyatrio</i> — <i>Poll. praestellatus</i> = <i>Triatrio</i> — <i>Myricoides</i> (Kremp.) Pflug | |
| 5. <i>Sporopollis complexus</i> n. sp. | } сенон |
| 6. <i>Trudopollis anresuor</i> n. sp. | |
| 7. <i>Sporopollis complexus</i> n. sp. и др | |

Голосеменных спор встречено относительно немного.

Голосеменные представлены тремя видами рода *Pinus* (Sect. *Pseudostrobus* Sect. *Suba*, Sect. *Sembrae*, двумя видами *Picea*, *Podocarpus* и *Cedrus*

Среди спор встречаются виды: *Cryptogsamura*, *Stenozonotriletes* и др.

В целом, по заключению Е. Д. Заклинской, спектры имеют много общих форм со спектрами из подбокситовых глин и относятся по возрасту к палеоцену-эоцену. Другой образец из той же пачки исследовался на споры и пыльцу в лаборатории С. Н. Наумовой, которая не определяла видового состава пыльцы и спор, но отметила обилие и хорошую их сохранность. Выделенные комплексы, по ее мнению, имеют несомненно третичный возраст.

Учитывая залегание глин, содержащих споры и пыльцу, непосредственно на карбонатных породах девона ниже глин с палеозойской фауной, а также ярко выраженную остаточную структуру этих глин, т. е. бесспорную принадлежность их к коре выветривания палеозойских пород, следует признать, что пыльца сюда вмыта.

Гидрогеологические работы в области развития глин коры выветривания, произведенные А. Е. Петровым в 1950—51 гг., показали, что в настоящее время эти глины практически водонепроницаемы. Кажущееся противоречие может быть устранено только одним предположением, а именно тем, что пыльца и споры проникали в толщу коры выветривания в период ее формирования. Породы, подвергавшиеся выветриванию, были легко проницаемы для поверхностных вод. Только поэтому пыльца и споры третичного возраста проникли в толщу выветрелых пород с обильной девонской фауной на глубину почти 100 м.

Приведенный факт свидетельствует о большой проницаемости пород, и особенно глинисто-карбонатных, для водных растворов.

Пути для миграции грунтовых вод могут служить трещины, пустоты от выщелачивания карбонатов и карстовые пустоты в карбонатных породах, корни растений, проникающие на глубину нескольких десятков метров.

В ряде случаев в толще окрашенных глин (розовых, сиреневых, красных) на глубине 20—30 м от их кровли можно наблюдать обелен-

ную рубашку вокруг корней растений, которая образуется в результате восстановления и выноса гидроокислов железа.

Имеют место и обратные явления, когда серые и черные слабо-выветрелые глинистые породы нижней зоны коры выветривания окрашены в зоне корневой системы растений в красный цвет и обелены по краям. Примеры такого окрашивания встречаются на глубине нескольких десятков метров (приложение, табл. II, 3). Здесь богатые кислородом воды, проникая вдоль корней растений, окисляли органическое вещество и железо, находящееся в двухвалентной форме.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что поверхностные воды циркулировали в коре выветривания достаточно свободно и проникали на значительную глубину.

Глава IV

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ В СВЯЗИ СО СТРУКТУРОЙ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ШОИНДЫКУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Новые данные по условиям залегания, морфологии и составу коры выветривания получены в последние годы в процессе буровых работ Тургайской геологоразведочной экспедиции.

По данным бурения нами были построены профили, пересекающие кору выветривания и подстилающие ее породы, а также серия карт рельефа подошвы и кровли выветрелых пород в горизонталях.

Рассмотрение этих материалов показывает, что кора выветривания в своем развитии обнаруживает четкую связь со структурой палеозойского фундамента.

Один из профилей (рис. 9) проходит в направлении с юго-запада на северо-восток и имеет протяженность более сорока километров.

На рис. 9 изображена та часть профиля, где он пересекает юго-восточное замыкание Аркалыкской синклинали и сопряженные с ней складки. Профиль построен без искажения масштаба. Для этого длину его пришлось сократить за счет краевых частей, которые не прибавляют ничего нового. Все скважины, пройдя толщу рыхлых пород третичного возраста и кору выветривания, затрагивают неизменные породы до глубины всего лишь нескольких метров. Только немногие гидрогеологические скважины пробурены до глубин 150—200 м (максимальная глубина 470 м). По этой причине конфигурация палеозойских складок на профилях в значительной степени произвольна. При построении их мы учитывали следующие данные:

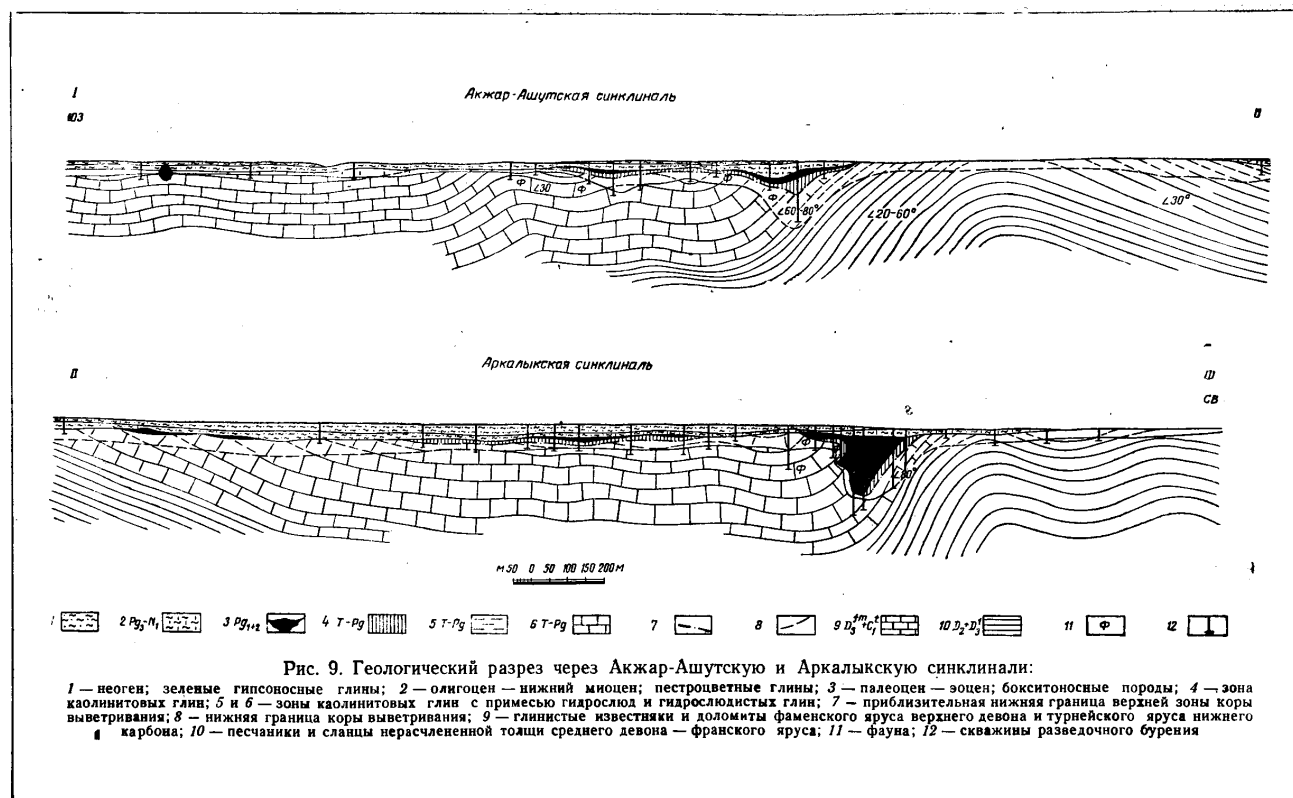
1. Возраст пород, вскрытых скважиной и их распространение по данным Тургайской ГРЭ.¹

2. Мощность пород различного возраста по данным бурения и геологической съемки.

3. Углы залегания пород, замеренные по керну и особенности в естественных обнажениях в тех редких случаях, когда породы выходят на поверхность.

Профиль (рис. 9) пересекает два обнажения коры выветривания, которые совпадают с ядрами антиклинальных складок, сложенными песчано-сланцевой толщей среднего девона — франского яруса.

¹ Геологоразведочная экспедиция.



Западная антиклиналь разделяет синклинальные складки Акжар-Ашутскую и Аркалыкскую (по терминологии А. Н. Волкова и Б. А. Тюрина) с карбонатными породами фамена и турне в ядрах. Углы падения пород вблизи свода антиклинали колеблются от 20 до 40° и доходят местами до 60°.

Восточная антиклиналь отделяет Аркалыкскую синклиналь от другой синклинальной складки, расположенной в центральной части Шоиндыкульской мульды (на рис. 9 не показано). Падение пород восточного крыла антиклинали, замеренное в обнажении, 20—30° к северо-востоку.

В синклинальных складках элементы залегания карбонатных пород определены по замерам углов падения в кернах скважин и частично показаны на профиле. По этим данным характерной особенностью складчатых структур является асимметричное их строение; западные крылья синклиналей, как правило, пологие (угол падения порядка 30°) восточные крылья крутые (углы падения достигают величин 60—80°).

К западу от Акжар-Ашутской синклинали (за пределами профиля, см. рис. 3) скважины снова вскрывают песчано-сланцевые породы среднего девона — франского яруса, относящиеся к восточному крылу северного продолжения Улу-Таусского антиклинория.

Другой профиль (рис. 10) проходит в широтном направлении юго-западнее профиля, представленного на рис. 3 в междуречье рек Ашут и Тюлюк-Сай. Этот профиль пересекает южное продолжение Акжар-Ашутской синклинали. Изменения мощности выветрелой толщи зависят также от состава материнских пород. Как показывает рассмотрение профилей, среди пород палеозоя, смятых в складки, различаются несколько возрастных комплексов различного литологического состава. Это красноцветные алевролиты, песчаники и сланцы среднего девона — франского яруса ($D_2 + D_3^1$), известняки и доломиты фамена, кремнисто-карбонатные породы турне. Восточнее присутствуют также песчаники, аргиллиты и алевролиты, по-видимому, визе-намюра и красноцветные песчаники среднего карбона (?).

Все эти породы несут на себе покров коры выветривания, мощность которого почти повсеместно колеблется от 10 до 20 м с отдельными увеличениями до 40 м.

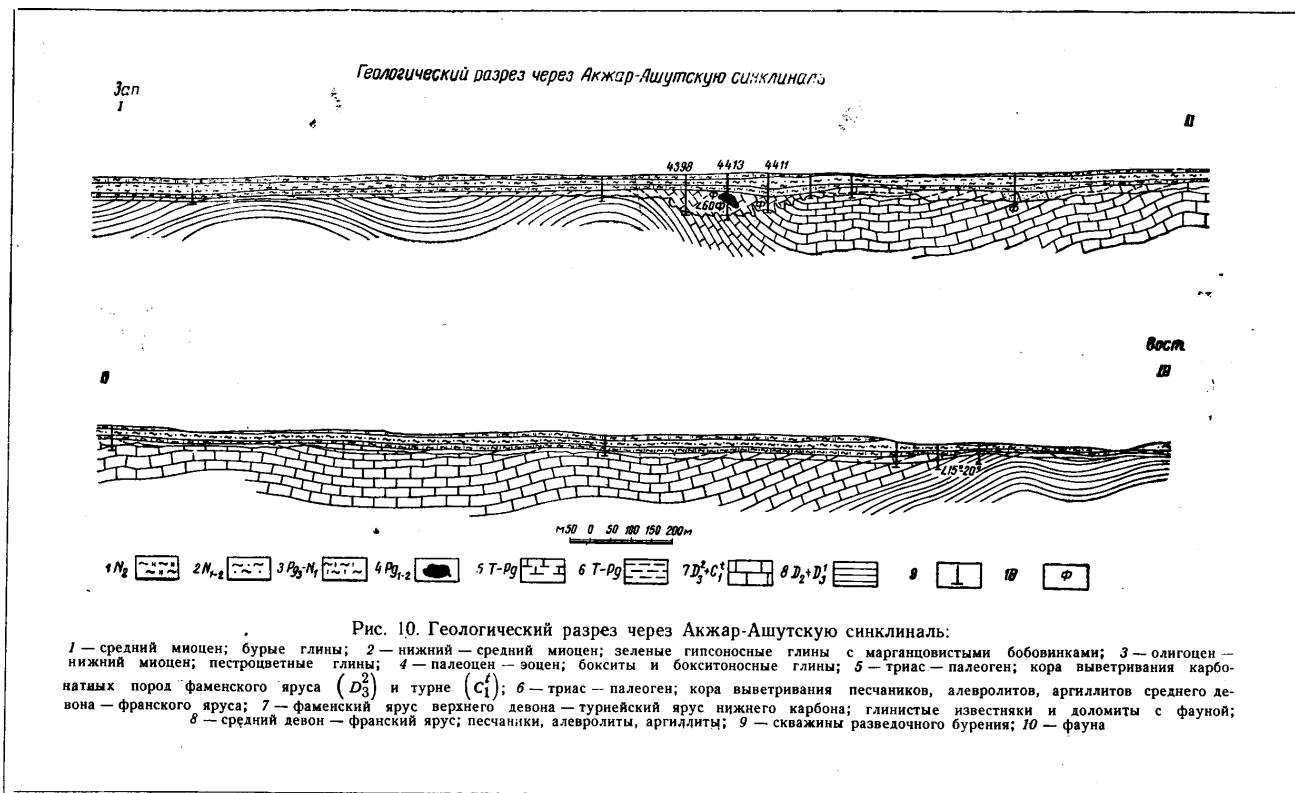
Нижняя граница выветрелой толщи, несмотря на присутствие переходных (слабо выветрелых) пород в нижней ее части, достаточно четкая. Проведение верхней границы представляет некоторые трудности ввиду большого сходства состава пород коры выветривания и покрывающих пород бокситоносной пачки. Мы проводим ее по самому нижнему пласту бокситоподобной глины.

Покров коры выветривания, имеющий широкое распространение, резко увеличивает мощность в крутых крыльях складок вблизи контакта карбонатных и подстилающих их песчано-сланцевых пород. Здесь наблюдаются узкие зоны глубоко измененных пород, достигающие мощности 100 м и более.

Как видно на профилях (см. рис. 9 и 10), к карманам в коре выветривания в таких местах и приурочены, как правило, залежи бокситоносных пород.

Изучение вещественного состава коры выветривания показало, что в крыльях складчатых структур наряду с увеличением мощности выветрелой толщи имеют место также и значительно более глубокие изменения состава выветрелых пород, нежели в сравнительно тонком покрове коры, распространенном на широких площадях.

88



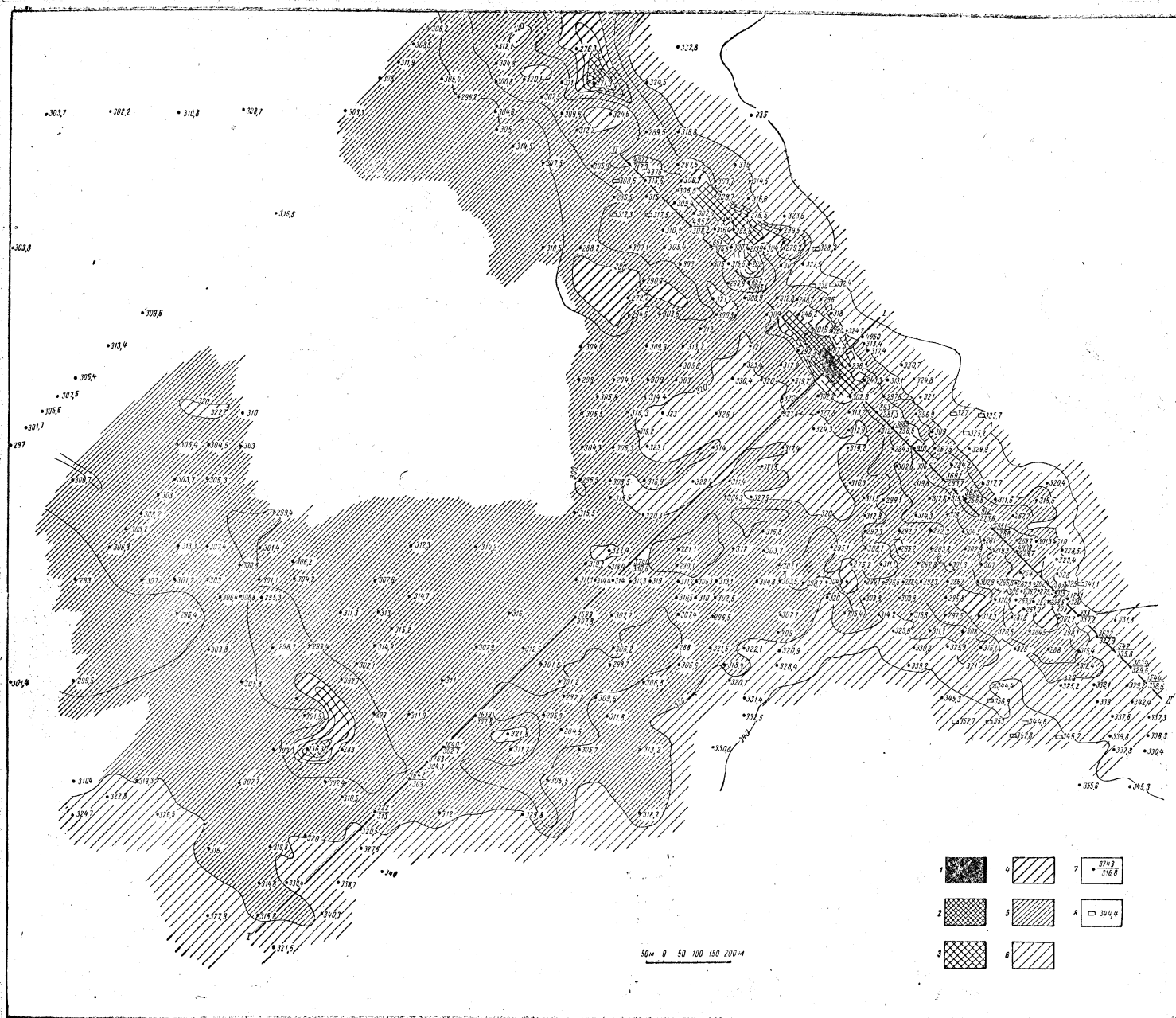


Рис. 11. Карта рельефа поверхности палеозойского фундамента для южной части Аркалыкской синклинали. Высота (в метрах):

1 — ниже 160; 2 — 160—200; 3 — 200—240; 4 — 240—280; 5 — 280—320; 6 — 320—360; 7 — *вверху* — номер скважины *низу* — стметия поверхности фундамента; 8 — скважины с карбонатными породами фундамента; 9 — скважины с песчано-глинистыми породами фундамента; 10 — 1 — I, II — II — линии профилей. Изолинии проведены через 20 м

Н. А. Лисенцова

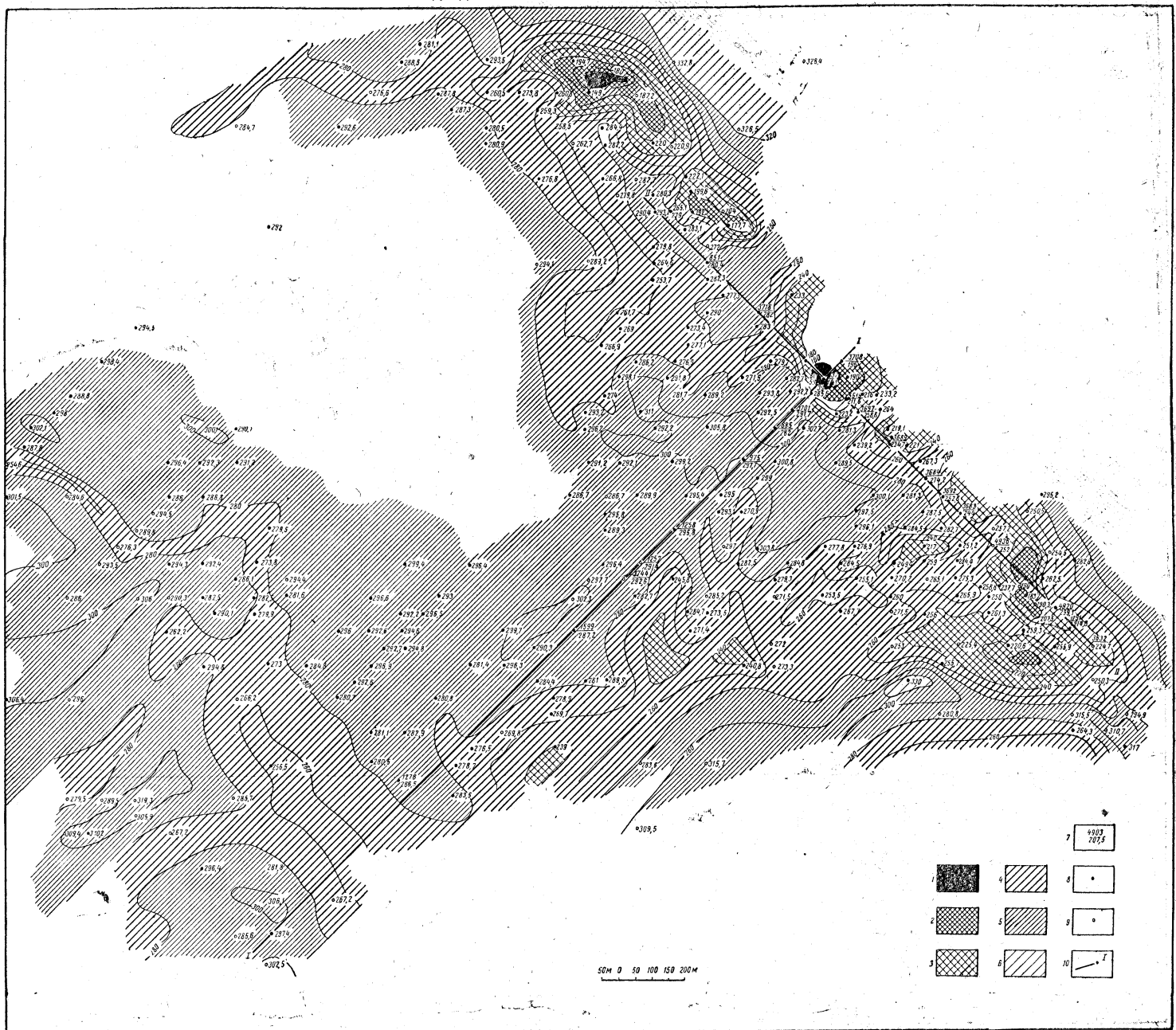


Рис. 12. Карта рельефа поверхности коры выветривания для южной части Архальской синклинали. Высота (в метрах):

1 — ниже 100; 2 — 100-200; 3 — 200-240; 4 — 240-280; 5 — 280-320; 6 — 320-360; 7 — сверху — номер скважины, снизу — отметка поверхности моря выветривания; 8 — шурф с отметкой поверхности моря выветривания; 9 — I, II — линии профиля. Изобилие профилей

Резкое увеличение мощности коры выветривания в крутых крыльях палеозойских складок хорошо заметно на картах, отображающих рельеф подошвы (рис. 11) и кровли (рис. 12) выветрелой толщи.

Карты составлены по данным бурения для юго-восточного замыкания Аркалыкской синклинали в крупном масштабе. Скважины разведочного бурения располагаются здесь по сетке 50×50 м со сгущениями в отдельных местах. Карты строились по обычному способу проведения изолиний между известными отметками. Места расположения скважин показаны точками. Изолинии проведены через 10 м. Здесь также видно, что вертикальная мощность коры выветривания резко увеличивается в крутом восточном крыле Аркалыкской синклинали. В осевой ее части и пологом западном крыле покров коры выветривания сравнительно маломощный.

Уже из рассмотрения материалов по условиям залегания коры выветривания можно видеть, что она неоднородна. Почти на всей территории Шоиндыкульской депрессии кора выветривания образует сплошной покров сравнительно небольшой мощности. На этом ровном фоне наблюдаются значительно более мощные, линейно вытянутые в виде полос зоны измененных пород. Как выяснилось при изучении состава и строения выветрелых пород, здесь мы имеем дело с наиболее интенсивным изменением их состава на глубину до 100 и более метров. В зависимости от условий залегания выветрелых пород можно различать здесь кору выветривания двух типов. Вслед за И. И. Гинзбургом и др. (1946) один из типов коры можно назвать линейным, другой — площадным.

К линейному типу коры выветривания относится толща выветрелых пород, которая не имеет площадного распространения и вытягивается в виде линий, или узких (0,5—1 км) полос или ложбин. В Шоиндыкульской впадине такие полосы протяженностью в несколько десятков километров вытягиваются согласно общему северо-западному простиранию палеозойских структур. Они приурочены к крутым крыльям складок и находятся в зоне контакта карбонатных и песчано-сланцевых пород девона — нижнего карбона. Мощность линейной коры максимальная для выветрелых пород.

Площадная кора выветривания распространена на широких площадях и отличается сравнительно небольшой мощностью.

Выделение линейной и площадной коры выветривания для области Казахского нагорья имеет, помимо морфологического, еще и другой смысл. Выветрелые породы коры линейного типа изменены до стадии каолиновых глин, а местами содержат свободный глинозем.

Площадная кора представлена относительно слабо выветрелыми породами.

Таким образом, по степени измененности пород, а следовательно, по вещественному составу, линейная кора резко отличается от площадной, которая в общем приближается к породам нижних, слабее выветрелых зон линейной коры.

МОРФОЛОГИЯ ПЛОЩАДНОЙ И ЛИНЕЙНОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Морфология площадной коры выветривания сравнительно проста. В разрезах (см. рис. 9, 10) можно видеть, что кора выветривания, распространенная на больших площадях, залегает в виде сплошного покрова мощностью 5—40 м и имеет неровную, карманообразную нижнюю границу.

Линейная кора имеет более сложное строение. Для выяснения ее морфологии, помимо разрезов (рис. 9, 10), рассмотрим карты рельефа подошвы и кровли коры (рис. 11, 12), составленные для юго-восточного замыкания Аркалыкской синклинали.

Рассмотрение коры начнем с карты рельефа подошвы коры выветривания или, иными словами, с карты рельефа кровли неизменных пород. На этой карте (см. рис. 11) можно видеть, что кровля неизменных пород палеозоя имеет чрезвычайно сложный характер, крайне неровная с глубокими карманообразными углублениями.

Кора выветривания линейного типа, как было показано выше, приурочена к крутому восточному крылу синклинали. Глубина выветрелой зоны (мощность коры выветривания) здесь резко возрастает. Максимальный размах рельефа ее подошвы достигает 200 м на расстоянии 200—300 м по горизонтали. По сгущению горизонталей хорошо видно, что на фоне слабо волнистой поверхности подошвы коры выделяются замкнутые воронкообразные углубления с крутыми стенками. Глубина их колеблется от 30 до 150—170 м, размеры в плане не превышают 150—500 м. Наиболее глубокие воронки вытянуты цепочкой вдоль северо-восточного крыла. Тем не менее они не образуют единой долинообразной впадины, но всюду разделены одна от другой значительными превышениями. На профиле (см. рис. 9) видно, что слои фаменского яруса, подстилающие кору линейного типа, интенсивно дислоцированы, имеют крутые углы падения, которые достигают местами 60—80°.

Карта рельефа кровли коры выветривания (см. рис. 12) составлена для той же части Аркалыкской синклинали. Эта карта показывает морфологию ложа бокситоносных пород и залегание их в углублениях коры выветривания. Уже при беглом сравнении этой карты с только что рассмотренной (см. рис. 11) намечается совершенно определенное сходство обеих поверхностей, для которых они составлены. Кровля коры выветривания неровная, резко расчлененная и сохраняет основные черты рельефа кровли неизменных пород. Максимальные превышения в крутом восточном крыле Аркалыкской синклинали немногим меньше 200 м.

Осевая часть синклинали (участок площадной коры) приподнята над крыльями, поверхность коры и ее подошва здесь слабо волнисты. Относительные превышения различных участков рельефа подошвы и кровли коры не более 10—15 м на расстоянии 200 м по горизонтали.

Нужно учитывать то обстоятельство, что карты не отражают всей сложности рельефа подошвы и кровли коры. Они представляют собой в значительной степени обобщенную картину, которая дает некоторое представление о резком увеличении мощности линейной коры, возникающем в крутых крыльях складок, по сравнению с маломощной площадной корой. Помимо этого, здесь отражены и особенности строения линейной коры, которая не образует единой зоны сильно измененных пород большой мощности. Неравномерный характер процессов выветривания приводит к тому, что мощности линейной коры резко меняются на коротких расстояниях.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ТЕНИЗСКОЙ ВПАДИНЫ

Условия залегания коры выветривания в Тенизской впадине менее ясны, чем в Шоиндыкульской, из-за отсутствия достаточно полных и систематически собранных материалов бурения. По сообщению Е. В. Дру-

чинина, бо́льшая часть выходов пород палеозоя с поверхности изменена в той или иной степени. Мощность коры выветривания колеблется от нескольких метров и даже сантиметров на карбонатных породах докембрия до 150 м и более на эффузивно-сланцевых толщах того же возраста. В мощных разрезах Е. В. Дручинин расчленяет кору выветривания на несколько зон.

Выше пород, слабо затронутых выветриванием, снизу вверх им выделяются: 1) зона слабо выветрелых пород, 2) зона глин с реликтовой структурой, 3) зона бесструктурных глин.

Верхние зоны коры выветривания, по Е. В. Дручинину, представлены каолинизированными породами и местами чистым каолинитом. Гидроокислы железа, алюминия и кремнезем распределены в разрезе коры закономерно. А именно: снизу вверх по разрезу количество кремнезема убывает, глинозем же и гидроокислы железа накапливаются. При этом в верхней части коры присутствует свободный глинозем в количестве от 2—5 до 8%.

Разрезы сильно измененных пород такого типа наблюдались Дручининим в крыльях Софиевской антиклинали, в крыльях антиклинали восточнее гряды Жаксы-Коянды и др. и являются, очевидно, примерами коры выветривания линейного типа.

Для выделения коры линейного и площадного типа в пределах Тенизской впадины имеется значительно меньше данных, чем для Шоиндыкульской. Те материалы бурения, которые были предоставлены в наше распоряжение, показывают, что и здесь могут быть выделены участки развития глубоко измененных пород значительной мощности (линейный тип), тогда как на большей части площади наблюдается относительно маломощный покров менее измененных пород (площадный тип).

Обращаясь к фактическому материалу, с которым нам удалось ознакомиться, приведем примеры коры выветривания линейного и площадного типа.

Севернее Акмолинска достаточно мощная кора выветривания; включающая все три зоны профиля, развита в крыльях Софиевской антиклинали, которая была выделена Е. В. Дручининим и др. в 1952—1954 гг.

Складка вытянута на 25 км в направлении с юго-запада на северо-восток (почти меридионально). Южное ее замыкание рисуется авторами севернее с. Софиевка, северное — находится в районе широтного участка реки Селеты.

Ядро антиклинали сложено порфиритами нижнего палеозоя. В крыльях складки среди порфиритов присутствуют линзообразные прослои чистых известняков, которые переслаиваются с порфиритами и аггломератами и образуют эффузивно-карбонатную пачку в верхах эффузивной толщи. К этой пачке и приурочена линейная кора выветривания. Образованию линейной коры выветривания здесь способствуют два благоприятных фактора: переслаивание эффузивных и карбонатных пород и залегание их в крыльях антиклинали со значительным углом наклона.

В отличие от Шоиндыкульской впадины здесь линейная кора выветривания не образует протяженных зон большой мощности, но залегает в виде карманов на фоне маломощного покрова.

Такой характер ее залегания находится в связи с особенностями геологического строения (строение эффузивно-карбонатной пачки). Более того, верхние зоны коры выветривания часто размыты, как например в рассмотренном нами случае.

Сходная геологическая обстановка наблюдается в антиклинали Жаксы-Коянды, а также южнее Акмолинска в области развития карбонатно-сланцевых пород ордовика.

К площадной коре выветривания относятся все выветрелые породы, развитые по северной окраине Тенизской впадины и частично по южной. В ряде случаев верхние зоны коры выветривания могли быть размыты после своего образования.

К такому же выводу приходим в результате рассмотрения разрезов коры выветривания на поднятии Сарысу-Тенизского водораздела. Сохранившаяся от эрозии кора выветривания в большинстве случаев не имеет значительной мощности, характеризуется площадным распространением и представлена относительно слабо измененными породами. Зона каолиновых глин наблюдается только на отдельных площадях (см. схему, представленную на рис. 2). Кора выветривания этой области за редким исключением относится к площадному типу.

Глава V

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Наиболее отчетливо закономерности строения коры выветривания пород палеозоя могут быть выявлены на примере коры линейного типа, которая по сравнению с площадной корой характеризуется более полным профилем.

Выветрелая толща независимо от различий в составе материнских пород сложена глинами и построена по единому плану. Состав материнских пород тем не менее оказывает влияние на состав глин, составляющих кору выветривания, и особенно нижние ее зоны.

Учитывая это обстоятельство, рассмотрим особенности строения коры выветривания для двух типов пород: 1) глинисто-карбонатных и песчано-сланцевых пород (без темноцветных минералов) и 2) эффузивных и туфогенных пород, содержащих значительные количества темноцветных минералов. Разрезы первого типа характерны для коры выветривания Шоиндыкульской впадины, разрезы второго типа — для Тенизской.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ И ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВЫХ ПОРОД

Приведенные выше разрезы коры выветривания показывают, что состав глин меняется снизу вверх по разрезу, в котором могут быть выделены следующие три зоны: 1) зона гидрослюдистых глин, 2) зона каолининовых глин с примесью гидрослюды и 3) зона каолининовых глин. Мощность зон меняется в разных разрезах от 5—10 до 50 м.

Рассмотрим основные особенности каждой из выделенных зон.

I. Зона гидрослюдистых глин

Эта зона располагается в разрезе коры выветривания непосредственно выше слабо измененных материнских пород. При выветривании карбонатных и карбонатно-глинистых пород она представлена пачкой черных или серых глин; при выветривании красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов франского яруса глины имеют коричневую и шоколадно-коричневую окраску.

Характерной особенностью зоны является сохранение структуры и отчасти окраски материнской породы. Именно в этой зоне еще сохраняются некоторые, характерные для различных пород свойства, которые стираются в более высоких частях разреза.

По составу глины гидрослюдистые, чешуйчатая их структура имеет ту особенность, что чешуйки в общем ориентированы в одном направлении.

нии — параллельно сланцеватости исходных пород (приложение, табл. VIII, 3). Длинные чешуйки дают волокнистую структуру (табл. VIII, 4).

Обычно сохраняются следующие структурно-текстурные признаки исходных пород:

1. Слоистость, чаще наклонная, свидетельствующая о дислоцированном залегании пород (приложение, табл. II, 2), иногда нарушенная, о чем говорит их пльчатость.

2. Вкрапленность и линзообразные прослойки пирита, в отдельных прослоях замещенного гидроокислами железа (приложение, табл. IV, 4).

В выветрелых глинисто-карбонатных породах нижней зоны коры сохраняются в той или иной степени все разнообразные текстурные признаки этих пород. Различаются:

1) остатки фауны, окремненной или замещенной глинистым материалом (приложение, табл. III, 1, 2, 3; табл. I, 1, 2, 3);

2) стилолитовые швы, заполненные глинистым или органическим веществом;

3) пятнистая текстура глин — беспорядочное чередование пятен пелитоморфной структуры и скоплений остаточных ромбоэдров доломита, соответствующее такому же размещению материала в материнской карбонатной породе;

4) контуры ромбоэдров доломита (приложение, табл. IV, 1, 2, 3).

При этом в самых нижних частях зоны сохраняются местами скопления кристалликов кальцита или доломита, беспорядочно распространенные в глинистой массе, а также вкрапленность пирита, органического вещества.

Выше карбонаты, как правило, исчезают, растворяясь и одновременно метасоматически замещаясь глинистым материалом. О том, что материнская порода была карбонатной, уже в верхних частях зоны гидрослюд можно судить по реликтам ромбоэдров, замещенных глиной и по другим остаточным структурам (стилолитовые швы, полуразрушенные остатки фауны, пятнистое расположение материала, как в глинисто-карбонатной породе).

Пирит и органическое вещество окисляются.

Все эти данные неопровержимо доказывают, что кальцит-доломитовые породы фамена—турне не являются нижней границей выветривания. Процессы выветривания проникают глубже и активно протекают в самой толще карбонатных пород. Следовательно, рассмотренные нами глинисто-карбонатные породы верхнего девона — турнейского яруса не только растворяются с образованием карстовых полостей, но главным образом преобразуются в глинистую толщу коры выветривания.

В ряде случаев, как уже отмечалось при описании конкретных разрезов, в основании коры выветривания присутствуют горизонты окремненных карбонатных пород. Местами породы пористые, замещены мелкокристаллическим кварцем и халцедоном и сохраняют структуру материнской породы (приложение табл. V, 1).

Механизм процесса окремнения недостаточно изучен. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) объясняют процесс замещения карбонатных пород кремнеземом «затратой на растворение карбонатов углекислоты, присутствующей в растворе и стабилизирующей SiO_2 в золеобразном состоянии».

Другая точка зрения высказана Муром и Мейнардом (Moog and Maupard 1929); они считают, что при больших концентрациях кремнезема карбонаты Ca и Mg являются его осадителями.

Во всяком случае окремнение карбонатных пород свойственно нижней зоне коры выветривания. При этом источником кремнезема, по-видимому, является выветривающаяся вышележащая толща, из которой энергично выносятся кремнезем.

В западной части Казахского нагорья горизонты окварцованных пород встречены только в нижней зоне коры выветривания глинисто-карбонатных толщ. Учитывая, что окварцеванию в условиях выветривания подвергаются породы разного состава (Гинзбург и Рукавишников, 1951), можно попытаться привлечь к объяснению этого процесса данные Окамото (Okamoto, 1957). Этот исследователь установил зависимость растворимости аморфного кремнезема от температуры. Оказалось, что в интервале значений pH от 5,5—6,5 до 9—9,5 растворимость кремнезема меняется мало. Зато при повышении температуры от 0 до 50° она возрастает в среднем от 100 мг/л (при 0°) до 270—300 мг/л (при 50°).

Учитывая это обстоятельство, можно предположить, что кремнезем осаждается в нижней зоне коры выветривания в связи с понижением температуры от верхних, нагретых солнцем слоев к нижним, где устанавливается более низкая температура.

Для нижней зоны коры выветривания песчаников и алевролитов характерна зернистая структура, свойственная свежим породам. В зернах сохраняются, хотя бы частично, все минералы материнских пород, однако они изменены в той или иной степени. Кварц корридирован по краям, разбит трещинками и частично замещен глинистым материалом или гидроокислами железа. Замещение кварца ограничивается образованием реакционной каймы, иногда заливов и лишь частично проникновением глины или гидроокислов железа по трещинкам. Известны случаи, когда в нижней зоне коры выветривания гидроокислы железа не только корродируют зерна кварца, но и обрастают с образованием бобовин (приложение, табл. IX, 4).

Микроклин является сравнительно устойчивым минералом, пелитизация и частичное замещение его гидрослюдой заметны только в крупных зернах (приложение, табл. X, 3).

У плагиоклазов наблюдаются все стадии их изменения от помутнения поверхности до полного замещения зерен мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюдов с сохранением первоначальных ограничений зерен.

По данным микроскопии, хлорит частично переходит в более высокополяризующий минерал (джефферизит, возможно гидрослюду).

II. Зона каолинистых глин с примесью гидрослюд

Зона представляет собой пачку слоистых глин, окрашенных преимущественно в сиреневые и желтые цвета, причем прослои сиреневых и желтых глин переслаиваются между собой.

В нижней части встречаются отдельные прослои серого или белого цвета, в верхней — розового. Переход от нижележащих гидрослюдистых глин к каолинистым постепенный.

В составе глин присутствуют каолинит и гидрослюды в разных соотношениях, каолинит преобладает. Структура глины в основном чешуйчатая, иногда мелкокристаллическая с более крупными вермикулитами каолинита и чешуйками гидрослюды. Наблюдаются переходы гидрослюды в каолинит. Вермикулиты характерны для этой зоны, хотя встречаются уже и в нижней.

Превращение чешуек гидрослюды в пакетобразные кристаллики каолинита довольно часто можно наблюдать под микроскопом. Существование переходных форм свидетельствует о постепенном замещении

гидрослюд каолинитом. Вместе с тем, под электронным микроскопом мы наблюдаем шестигранные кристаллики каолинита, которые не имеют ничего общего с треугольными и вообще угловатыми, остроугольными чешуйками гидрослюдов. Учитывая это, трудно себе представить преобразование частичек гидрослюды в каолинит без разрушения кристаллической решетки, т. е. переход гидрослюдов в каолинит без стадии раствора (Г. И. Бушинский), с этой точки зрения вопрос о стадийном изменении гидрослюдов требует доработки.

Структурно-текстурные признаки сохраняются только частично. Различается слоистость, зернистая структура песчаников и алевролитов, остатки фауны, которые сохраняются редко и плохо. Структуры карбонатных пород стираются.

В коре выветривания карбонатных пород в этой зоне карбонаты, как правило, замещены глинистым материалом, причем при переходе гидрослюдов в каолинит, что характерно для этой зоны, постепенно стираются остаточные структуры карбонатов.

Пирит окислен, замещен гидроокислами железа, которые находятся в двух формах. Маловодные окислы вишнево-красного цвета сохраняют очертания кристаллов пирита, образуя псевдоморфозы по пириту, или присутствуют в породе в виде густой точечной вкрапленности. Эта вкрапленность также является результатом окисления рассеянного в породе пирита (приложение, табл. IX, 3).

Гидроокислы железа, содержащие больше молекул воды, имеют красно-бурю окраску, теряют определенные очертания и присутствуют в породе в виде пятен.

Гидроокислы железа обоих типов часто концентрируются по слоистости (как и пирит в исходной породе) и подчеркивают слоистое строение глин.

Органические вещества окислены.

Кварц носит ясные следы растворения. Зерна кварца замещаются либо глинистым материалом, либо гидроокислами железа, расчленяются на более мелкие с неровными краями, разделенные глинистым веществом. При параллельных никелях можно видеть, что все они составляли одно зерно.

Плагиоклазы почти нацело замещены гидрослюдой, микроклин частично, хлорит также замещается гидрослюдой и далее каолинитом.

III. Зона каолинита

Зона представлена пачкой глин сиреневых, желтых, розовых, иногда пятнистых.

По составу глины каолиновые, мелкокристаллические, почти изотропные, довольно однородные, иногда со скоплениями вермикулитов каолинита.

Из реликтовых текстур местами сохраняется слоистость, зернистая или брекчиевидная текстура в виде очертаний зерен или обломков на фоне однородной глинистой массы.

Для этой зоны и частично для нижней характерны прослой бурой, сильно ожелезненной породы или «бурого железняка» мощностью от 0,5 см до 10—20 см.

В песчано-алевролитовых породах — это прослой песчаника или алевролита с цементом, в той или иной степени пропитанным гидроокислами железа.

В карбонатных породах это пористая кремнисто-железистая масса.

Как показывает изучение в шлифах, прослои бурого железняка образуются в верхних зонах коры за счет ожелезнения окварцованных пород, наблюдаемых в неожелезненном виде в нижней зоне коры выветривания.

Минералы материнских пород претерпевают в коре выветривания существенные изменения и в верхней зоне (III) многие исчезают вовсе, замещаясь другими, более устойчивыми в соответствующих условиях.

Карбонаты полностью отсутствуют, кроме более поздних (вторичных), образовавшихся в результате наложения новых процессов на описываемый профиль выветривания (см. гл. II).

Пирит полностью окислен. Большую роль в этой зоне играют гидроокислы железа, количество которых здесь резко возрастает за счет окисления пирита и за счет разложения алюмосиликатов типа хлорита и последующего окисления железа.

Гидроокислы железа образуют пятна, иногда концентрируются в виде желваков и бобовин, меняют окраску породы на пятнистую, белую, розовую, красную.

Органические вещества окислены.

Кварц в этой зоне встречается почти исключительно в виде трещиноватых зерен, корродированных гидроокислами железа или глинистым веществом, полурасстворенных мелких, с извилистыми краями. Местами кварц полностью замещен.

Наблюдаются пустоты таблитчатой и призматической формы, соответствующей форме кристаллов — новообразований кварца, широко распространенных в ряде разрезов, в окварцованных пачках нижней части коры выветривания (приложение, таблица V, 1).

В зоне каолинита эти кристаллы целиком растворены, но благодаря сравнительной прочности основной массы (выветрелая, ранее окварцованная порода, обычно пропитанная гидроокислами железа) сохранились ограничения кристаллов кварца (приложение, табл. V 2).

Микроклин не встречается (замещен гидрослюдой и далее каолинитом); плагиоклазы и хлорит также не встречаются. Серицит встречается очень редко в виде небольшой примеси.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

Профиль выветривания эффузивных и туфогенных пород имеет зональное строение. Выделяются три зоны (снизу вверх):

I. Зона гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин. В нижней ее части содержится примесь хлорита, в верхней — бейделлита (монтмориллонита).

II. Зона каолинитовых глин с примесью гидрослюды. Присутствует также бейделлит (монтмориллонит).

III. Зона каолинита. В этой зоне иногда содержится примесь галлуазита.

Нижняя зона гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин с примесью бейделлита (монтмориллонита) сохраняет текстуру материнской породы. В нижней ее части сохраняется также несколько осветленная зеленая окраска, выше переходящая в зеленовато-лиловую.

Как показывают результаты рентгеноструктурного анализа, в составе глин этой зоны монтмориллонит часто преобладает над гидрослюдой.

Слагающие породу минералы изменены следующим образом: плагиоклазы замещены хлоритом и гидрослюдами, частично карбонатизированы.

Хлорит частично замещен монтмориллонитом (бейделлитом). Под микроскопом наблюдаются переходные минералы. При этом отмечается появление вторичного мелкокристаллического кварца. Остаточный кварц корродирован. Магнетит — окислен, превращен в окислы и гидроокислы железа. Порода обогащается гидроокислами железа также за счет окисления продуктов разложения темноцветных минералов. Мощность зоны 5—10 м.

Зона каолинита с примесью гидрослюда также содержит бейделлит (монтмориллонит). Текстура материнской породы сохраняется, хотя и менее четко. Окраска глин становится оранжевой, желтой, красной, разных оттенков. Плаггиоклазы полностью замещены гидрослюдой, местами гидрослюда перешла в каолинит. Основная масса также замещена гидрослюдой, большая часть которой в свою очередь замещена крупными вермикулитами и пакетиками каолинита. Хлорит почти полностью замещен минералом по оптическим свойствам, подобным гидрослюде, местами монтмориллониту.

Кварц корродирован по краям, частично замещен глинистыми минералами.

Гидроокислы железа перешли в более водные формы, образуют расплывчатые пятна в породе. Мощность зоны 5—25 м.

Зона каолинистых глин (с примесью галлуазита) представлена в большинстве случаев глиной, утратившей первоначальную структуру, окраска розовая, белая, красная.

Все глинистые минералы почти полностью замещены каолинитом, в небольших количествах присутствуют корродированные зерна кварца. Мощность зоны 5—15 м.

Помимо перечисленных типов коры выветривания, в составе бокситоносной пачки были встречены обломки породы со структурой порфирита, но замещенные мелкокристаллическим гиббситом. Не имея в своем распоряжении других данных, мы предполагаем, что такие породы возникли в последние стадии изменения пород в верхних зонах коры за счет выноса кремнезема, перераспределения и кристаллизации глинозема.

Эти три зоны коры выветривания отражают ту же закономерность в преобразовании глинистых минералов в процессе выветривания, которая была выявлена при рассмотрении коры выветривания Шоиндыкульской впадины, но состав глинистых минералов в ней несколько более сложный. Это объясняется выветриванием эффузивных и туфогенных пород, содержащих большое количество темноцветных минералов и хлорита — продукта их изменения.

Хлорит по схеме И. И. Гинзбурга и др. (1946) в процессе выветривания дает следующий ряд:

хлорит — джефферизит — гидрохлорит — монтмориллонит — галлуазит — каолинит.

Этот ряд объясняет присутствие в коре выветривания наряду с гидрослюдой, образующейся по плаггиоклазам и биотиту (?), также монтмориллонита (бейделлита).

Следовательно, на каком-то определенном этапе изменения хлорита образуется монтмориллонит, который может сохраняться длительное время при соответствующей благоприятной обстановке.

Гидрослюды, которые образуются в породе при выветривании плаггиоклазов, также могут проходить стадию монтмориллонита на пути превращения в каолинит. И здесь при благоприятных условиях образуется слюдяная, лишенная щелочей, решетка, т. е. монтмориллонитовая. Благоприятными условиями для длительного существования монтмо-

риллонита (бейделлита) является щелочная среда (Гинзбург, 1946). В нижней зоне коры выветривания щелочная среда способствует образованию и длительному сохранению стадии монтмориллонита.

В верхах нижней зоны коры и в средней зоне данные термического анализа и метод органических красителей показывают на смесь глинистых минералов (гидрослюда, монтмориллонит, бейделлит, каолинит, а выше иногда галлуазит). Этот состав глинистых минералов, по-видимому, подтверждает схему стадийного развития минералов коры выветривания и находится в зависимости от pH среды.

Таковы особенности изменения глинистых минералов в коре выветривания Тенизской впадины, образующейся на эффузивных и эффузивно-сланцевых толщах.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Для глинистых пород коры выветривания весьма характерны своиственные им текстурные и структурные признаки, наблюдаемые под микроскопом.

Учитывая то обстоятельство, что породы коры выветривания как по своему внешнему виду, так и по составу в ряде случаев трудно отличимы от осадочных глин третичного возраста, наблюдения над структурами этих пород становятся одним из важнейших методов их диагностики.

В этой связи мы кратко рассмотрим структуры коры выветривания для нескольких типов пород по выделенным ранее зонам и попытаемся тем самым проследить изменение структурных особенностей глинистых пород в процессе их выветривания.

Все структуры глинистых пород коры выветривания подразделяются на реликтовые, смешанные и структуры замещения, а также новообразованные.

Структура нижней зоны коры выветривания (I). Для нижней зоны коры выветривания (гидрослюдистых глин) характерны отчетливые реликтовые структуры материнских пород. Они меняются в зависимости от типа пород, подвергающихся выветриванию, и позволяют, таким образом, довольно легко различать продукты выветривания пород разного состава.

При выветривании карбонатных пород в нижней зоне сохраняются следующие структурные и текстурные признаки:

- 1) остатки фауны, окременной или замещенной глинистым материалом (приложение, табл. III, 1, 2, 3);
- 2) поры от выщелоченных обломков фауны;
- 3) стилолитовые швы;
- 4) пятнистая текстура карбонатной породы, которая сохраняется в глине в виде беспорядочного чередования пелитоморфных участков и скоплений ромбоэдров, замещенных глинистым веществом;
- 5) контуры ромбоэдров доломита (приложение, табл. IV, 1, 2, 3).

При выветривании песчаников и алевролитов в нижней зоне сохраняется большая часть зерен и, следовательно, зернистая структура песчаника или алевролита.

Граниты, выветриваясь, в нижней части коры, где отдельные кристаллы сохраняют свои очертания, имеют гипидиоморфную структуру гранита, в верхней, где большая часть зерен разрушена и превращена в глину, приобретают зернистую структуру песчаника (приложение табл. X, 1).

Весьма характерна структура туфов и порфиритов (приложение, табл. VII, 1). Здесь глинистые чешуйки, обычно гидрослюдистые и гидроксидные, замещают как лейсты плагиоклаза, так и раскристаллизованную основную массу, повторяя структуру материнской породы. При выветривании туфо-конгломерата глина сохраняет обломочную его текстуру (приложение, табл. VII, 2).

Сильно измененные туфы состоят из глинистых частиц, которые прилегают друг к другу, образуя волокна. Волокна извилистые, запутанные, образуют спутанно-волокнистую структуру.

В том случае, когда выветриванию подвергаются существенно глинистые породы типа глинистых сланцев и слабо выветрелых алевролитов, уже в нижней зоне продукты выветривания представлены главным образом глиной гидрослюдистого состава. Глины имеют либо чешуйчатое, либо чешуйчато-волокнистое строение, когда чешуйки, соединяясь, образуют волокна. При этом частицы ориентированы в одном направлении, параллельно сланцеватости исходной породы.

Структуру таких глин мы называем параллельно-чешуйчатой, или соответственно, параллельно-волокнистой. Расположение частиц, формирующих структуру, является, таким образом, унаследованным от материнской породы.

Параллельно-чешуйчатая структура видна на фотографии табл. VIII, 3, параллельно-волокнистая — на фотографии табл. VIII, 4 (см. приложение).

Встречается также перекрестно-чешуйчатая или перекрестно-волокнистая структура, когда чешуйки или волокна ориентированы так, что пересекаются под разными, но острыми углами. Такая структура большей частью наблюдается в верхней части зоны, где сланцеватость постепенно стирается.

Переходная зона каолинистых глин с примесью гидрослюды (II).

В глинах этой зоны еще наблюдаются реликтовые структуры, но наряду с ними появляются структуры замещения и новообразованные. Реликтовые структуры в переходной зоне обычно нечеткие или сохраняются на отдельных участках вследствие неравномерности процесса выветривания.

К новообразованным структурам и текстурам следует отнести: 1) тонкую точечную вкрапленность гидроокислов железа, пронизывающую всю породу — «рассеянный маяк» (см. приложение, табл. IX, 3). и 2) пятнистую текстуру, называемую так благодаря пятнистому расположению в породе гидроокислов железа.

Особенностью структуры глинистой массы является присутствие рассеянных в породе крупных чешуек гидрослюды, замещающихся каолинитом. Наряду с этими переходными формами наблюдаются новообразованные вермикулиты каолинита. Основная масса глин участками чешуйчато-волокнистая, участками мелкокристаллическая каолинистая с отдельными более крупными кристаллами (приложение, табл. VIII, 2).

Верхняя зона каолинистых глин (III). В зоне каолинистых глин реликтовые структуры почти не наблюдаются. Иногда сохраняется структура песчаника. Присутствует только часть кварцевых зерен, сохранившихся от растворения и очень интенсивно корродированных (приложение, табл. X, 1, 2).

Иногда кварцевые зерна, а чаще пустоты от их выщелачивания имеют форму призм и шестигранных табличек — при этом цемент состоит преимущественно из гидроокислов железа. Это остаточная структура окварцованной карбонатной породы (приложение, табл. V, 2).

К числу новообразованных структур и текстур можно отнести глинистую (по распределению в породе гидроокислов железа) и в ряде случаев бобовую (приложение, табл. IX, 1, 2).

Бобовины простого строения, состоят из красно-бурых гидроокислов железа, пропитывающих глинистую массу, распределены в породе беспорядочно. Сравнивая бобовины коры выветривания с бобовинами бокситоносных пород, отметим следующее. В бокситовых породах бобовины грубо подразделяются на два типа: простые однородные и сложные, состоящие из более мелких бобовин. Бобовины коры выветривания сходны с простыми бобовинами бокситовых пород.

Структура глинистой массы, которая имеет здесь каолинитовый состав, мелкокристаллическая с рассеянными в ней более крупными вермикулитами каолинита.

В верхней части зоны наблюдаются структуры глин следующих двух типов:

1. Совершенно аморфные глины с участками колломорфной текстуры. Они весьма характерны для бокситоносной пачки, залегающей выше на коре выветривания.

2. Чешуйчато-волокнистого строения среди мелкокристаллической массы с вермикулитами. Чешуйки и волокна располагаются в породе ориентированно и образуют агрегаты, перекрещиваясь под разными углами, чаще всего под прямым углом (приложение, табл. VIII, 1).

Такую структуру мы называем перекрестно-волокнистой, перекрестно-чешуйчатой или тканевой.

Рассмотрев структуры и текстуры глинистых пород разных зон коры выветривания, остановимся особо на структурах собственно глинистой массы, оставив в стороне структурные и текстурные признаки, связанные с присутствием примесей и включений в породе типа песчанистых зерен, скоплений гидроокислов железа и т. д.

Структуры и текстуры глин, которые удастся наблюдать в разных зонах коры выветривания, могут быть классифицированы следующим образом.

По форме частиц, слагающих глину, структуры подразделяются на пелитоморфную, мелкокристаллическую (включая вермикулитовую), чешуйчатую, волокнистую, и чешуйчато-волокнистую.

В зависимости от характера расположения частиц в породе, ориентированного или беспорядочного, текстуры делятся на: параллельно-чешуйчатую и параллельно-волокнистую; перпендикулярно-чешуйчатую и перпендикулярно-волокнистую; перекрестно-чешуйчатую и перекрестно-волокнистую; спутанно-волокнистую и, наконец, ячеистую.

Часть из них видна на снимках шлифов (приложение, табл. VIII, 1, 2, 3, 4). Присхождение этих текстур неодинаково. Часть из них следует рассматривать как остаточные, унаследованные от исходной породы. Это — ячеистая, спутанно-волокнистая и параллельно-чешуйчатая текстуры. Они наиболее отчетливо выражены в нижней зоне коры выветривания. Другие текстуры формировались в процессе выветривания породы (перекрестно-чешуйчатая, перпендикулярно-чешуйчатая — тканевая).

Рассматривая изменение структуры глинистой массы в процессе выветривания, можно говорить о тенденции изменения структур от более раскристаллизованных и крупнокристаллических к мелкокристаллическим и пелитоморфным. Так, например, при выветривании карбонатно-глинистых пород (скв. № 3770, разрез 7) наблюдается следующий ряд структур (от нижней зоны к верхней): 1) параллельно-

волокнистая глина и параллельно-чешуйчатая; 2) мелкокристаллическая (участками вермикулитовая); 3) пелитоморфная структура.

Местами этот ряд видоизменяется следующим образом (снизу вверх): параллельно-волокнистая, волокнистая и чешуйчатая со структурами замещения, мелкокристаллическая (вермикулитовая), перекрестно-волокнистая (перекристаллизованная).

В первом случае изменения структуры сопутствуют следующему ряду изменений глинистых минералов:

гидрослюды — каолинит — каолинит + гидроокислы глинозема.

Во втором случае имеем:

гидрослюды — каолинит — перекристаллизованный каолинит.

ПОВЕДЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА И ФОРМ ЖЕЛЕЗА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Помимо минералогического состава глин коры выветривания, мы попытались выяснить распределение в разрезе выветрелой толщи органического углерода и форм железа. Химические анализы выполнены в химической лаборатории Отдела литологии ГИН АН СССР. Содержание органического углерода, железа валового, сульфидного двухвалентного растворимого (карбонатного и силикатного), обломочного и трехвалентного определялось по методике, описанной Н. М. Страховым (1955).

Результаты анализов приведены на рис. 3.

Железо валовое распределяется неравномерно. Его содержание колеблется обычно от 1 до 5% как в верхних, так и в нижних зонах коры выветривания, но в отдельных прослоях возрастает до 15—45%. Рассмотрение многих разрезов показало, что такая картина распределения железа связана с его первичным размещением в породах палеозоя. Наиболее резко выделяющиеся максимумы приурочены к прослоям бурого железистого алевролита, который присутствует не только в коре выветривания, но и в составе неизмененных пород.

Иначе обстоит дело с поведением форм железа. Железо в окисной форме, считая от валового, возрастает снизу вверх от долей процента в нижних зонах до 2,5—6% в верхних зонах. Максимальное содержание в отдельных прослоях достигает 40% от валового. В редких случаях наблюдаются максимумы и в нижних горизонтах, но они соответствуют, по-видимому, первично окисленным прослоям. Зато в верхних зонах выветрелых пород почти все железо находится в окисной форме.

Сульфидное и растворимое закисное железо преобладает в нижней части коры. Главную массу присутствующего здесь железа составляет железо сульфидное. Закисное растворимое играет подчиненную роль, в основном это железо карбонатов, местами оно образует пики на диаграмме с максимальными значениями до 12% (от валового). Органический углерод, как правило, убывает снизу вверх по разрезу. Максимальное его содержание от 1,5 до 3,5% в нижних зонах коры сокращается до долей процента в верхних зонах.

На рис. 3 можно видеть прямую зависимость распределения сульфидного железа от содержания органического углерода, отвечающую закономерности, установленной Н. М. Страховым, Э. С. Залманзон (1955) и Л. А. Гуляевой (1954). Все сульфидное железо сосредоточено, как правило, в нижних зонах коры выветривания, где органический углерод содержится в максимальных для данного разреза количествах.

В верхних зонах, в результате окисления при выветривании, содержание $S_{\text{рг}}$ резко сокращается, сульфидное железо переходит в окисную форму.

Изучение форм железа в коре выветривания эффузивных и туфогенных пород показало, что здесь имеет место та же закономерность, что и в коре выветривания осадочных толщ. В нижних зонах железо присутствует в закисной форме, в верхней оно окисляется. Валовое содержание железа в общем остается тем же, хотя и колеблется в различных прослоях от долей процента до 25%. Таким образом, значительного привноса железа извне здесь не наблюдается. В отличие от коры выветривания осадочных пород сульфидное железо присутствует в ничтожных количествах. Закисное железо нижних зон коры присутствует в составе хлоритов, а также представлено растворимой формой (сидерит) и в незначительных количествах обломочной (доли процента).

Закономерная картина несколько искажается присутствием в верхних горизонтах коры выветривания вторичного сидерита, наложенного на основной профиль выветривания.

Глава VI.

ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ИСХОДНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В качестве некоторого итога описания разрезов коры выветривания различных типов пород рассмотрим преобразования важнейших минералов материнских пород в процессе выветривания.

В. Н. Разумова (1956), изучавшая кору выветривания северо-западной части Казахского нагорья, приходит к выводу, что «образование тех или иных глинистых продуктов древнего элювия не связано с общим химическим составом пород, а целиком определяется составом и структурой слагающих породу минералов». По ее мнению, каждый минерал дает свой самостоятельный ряд вторичных продуктов независимо от того, в состав какой породы он входит. При этом взаимодействия минералов друг с другом практически не наблюдается.

Это, в общем, верное положение В. Н. Разумовой может быть принято с учетом следующего очень важного обстоятельства: присутствие карбонатных пород и в первую очередь известково-доломитовых пород, либо в составе выветривающейся толщи, либо в непосредственном контакте с нею, оказывает влияние на весь процесс выветривания.

Углекислота, несомненно, способствует выносу кремнезема, щелочей и растворению кварца.

Поскольку из всех изученных разрезов коры выветривания, окварцованные горизонты встречены нами только в коре карбонатно-глинистых пород, естественно предположить, что именно присутствие карбонатов способствует осаждению кремнезема в нижней зоне выветрелой толщи. Сущность этого процесса окончательно не выяснена.

Учитывая, что В. Н. Разумовой (1956) уже рассмотрены минеральные преобразования целого ряда минералов в коре выветривания (кварц, полевые шпаты, мусковит, серицит, биотит, хлорит, роговая обманка, эпидот, ильменит, гидрогематит), мы остановимся на них коротко и рассмотрим изменение этих минералов применительно к зональности коры выветривания. Помимо этого, мы приведем здесь некоторые новые данные, не затронутые В. Н. Разумовой.

Кварц, как известно, является одним из наиболее устойчивых в поверхностных условиях минералов. Тем не менее в последние годы различными исследователями накоплен ряд фактов, свидетельствующих о способности кварца к растворению при определенных условиях и прежде всего в процессе выветривания горных пород. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1951) указывают, что остаточный кварц распространен в коре выветривания и обычно характеризуется изъеденными краями и закругленной, а часто неправильной формой зерен.

Выщелачивание кварца широко известно также в современных латеритных корах выветривания. В латеритах Британской Гвианы растворение кварца сопутствует бокситообразованию (van Kersen, 1956). Л. И. Мартыненко и П. С. Самодуров наблюдали случаи разъедания кварца минералами глин в кварцитах Кривого Рога (цитируется по И. И. Гинзбургу и И. В. Витовской, 1956). Я. Н. Белевцев там же наблюдал частичное замещение кварцевых прослоев гидрогематитом (см. статью Коржинского, 1956). Д. С. Коржинский (1956) отмечает, что процесс выщелачивания кварца происходит в древней коре выветривания в больших масштабах и, в частности, способствует обогащению некоторых руд Кривого Рога мартитом и гидрогематитом.

В составе коры выветривания палеозойских пород Северного Казахстана содержание кварца весьма значительно. До последнего времени считалось, что кварц в коре выветривания Казахстана сохраняется без изменения на всем протяжении профиля выветривания (Разумова, 1956).

Более пристальное изучение коры выветривания в полных разрезах, вскрытых буровыми скважинами, показало, что зерна кварца в ней не только слабо корродированы по краям, но постепенно растворяются и замещаются другими минералами при переходе от слабо измененных пород нижней части коры выветривания к более интенсивно измененным породам в ее верхах. Кварц уже в нижней зоне гидрослюдистых глин носит следы растворения. Зерна кварца на контакте с вмещающей глиной корродированы, имеют изъеденные края, иногда замутненную поверхность или трещиноваты. Наряду с измененными зернами встречаются и свежие, не затронутые коррозией. Были встречены случаи частичного и полного замещения кристаллов кварца гидрослюдистым минералом.

В нижней зоне, помимо глинистых минералов, кварц местами замещен гидроокислами железа, которые корродируют края зерен или проникают внутрь по трещинкам. Там, где гидроокислы железа присутствуют в значительных количествах, они образуют бобовины, обрастая вокруг ранее корродированных зерен кварца (приложение, табл. IX, 1, 4).

В зоне каолиновых глин с примесью гидрослюды почти все зерна кварца корродированы в той или иной степени, и даже макроскопически можно наблюдать, что в песчанистой глине они становятся матово-белыми, непрозрачными и хрупкими. Под микроскопом, помимо реакционной каймы по краям зерен, можно видеть глубокие заливы внутрь зерна, выполненные глинистым материалом, иногда как бы проливы, разделяющие зерно на более мелкие обломки с извилистыми краями. В параллельном свете обычно заметны прежние контуры такого дезинтегрированного зерна. Здесь также наблюдается замещение кварца и гидроокислами железа.

В верхней зоне каолиновых глин встречаются почти исключительно растрескавшиеся «дезинтегрированные» зерна (приложение, табл. X, 1, 2), более или менее замещенные каолинитом или гидроокислами железа. Часть зерен замещена почти полностью и содержание кварца в каолиновой зоне заметно убывает по сравнению с нижними зонами коры. Количественную сторону этого процесса можно приблизительно оценить, сравнивая в шлифе площадь, которую занимали зерна кварца до их растворения и после. В наблюдаемых нами случаях количество кварца сокращается примерно на 20%. О полном растворении кристаллов кварца свидетельствуют также пустоты шестиугольной и призматической формы, которые довольно часто наблюдаются в ожелезненных прослоях верхней зоны коры (приложение, табл. V, 2). Эти

пустоты происходят от растворения идиоморфных призматических кристаллов кварца, широко распространенных в основании коры выветривания существенно карбонатных пород. Кварц, замещавший карбонаты в начальные стадии выветривания, в дальнейшем в связи с углублением профиля выветривания и переходом окварцованных пачек в верхние зоны коры начинает энергично выноситься. Приведенные факты свидетельствуют о том, что изменения кварца в коре выветривания происходят в закономерной связи с ее зональностью.

Таким образом, растворение кварца и вынос кремнезема характерны для формирования коры выветривания и Северного Казахстана.

Приведем другие случаи замещения кварца, которые свидетельствуют о не менее энергичном выносе кремнезема. При этом замещение кварца происходило значительно позже и накладывалось на готовый профиль выветривания.

Явление такого рода наблюдалось нами в коре выветривания порфиритов докембрия на северной окраине Тенизской впадины. Здесь кварц замещен сидеритом, который корродирует его по краям и выполняет трещинки в зернах. Сидерит образует конкреции концентрического (оолиты) и радиально-лучистого (сферолиты) строения.

Зерна кварца, которые обычно мельче сферолитов сидерита, располагаются по отношению к ним совершенно безразлично: в центре, по краям и вне сферолитов. Сферолиты сидерита распространены не только в коре выветривания с сохранившейся структурой порфирита, но и в бокситовой пачке, залегающей на коре выветривания. Интересно также, что гидроокислы железа, которые корродируют здесь кварц, нигде не затрагивают сидерита.

Характер размещения сидерита в породе, а также его взаимоотношения с другими минералами свидетельствуют о том, что образование конкреций и замещение кварца происходило в готовой коре выветривания и накладывалось на ее сформировавшийся профиль.

Все эти данные говорят о сравнительной молодости процесса замещения, который происходил, по-видимому, в гипергенезе.

М. Г. Попов наблюдал замещение зерен кварца гидроокислами марганца в третичной коре выветривания, развитой на кремнистых известняках турнейского яруса и верхнего девона в Казахском нагорье. Кварц присутствует здесь среди скоплений руды псиломелано-пирролитового состава в виде отдельных зерен и агрегатов и частично корродирован гидроокислами марганца. И. И. Гинзбург и И. В. Витовская (1956) объясняют коррозию кварца в глинах бейделлитового (частично монтмориллонитового) состава выделением щелочей при разложении гидрослюдистых глин и переходе их в бейделлитовые. Щелочи разъедают зерна кварца в местах их соприкосновения с глинистыми частицами. Знакомство с казахстанским материалом показывает, что если такое объяснение и применимо для конкретного случая, рассмотренного авторами, то оно не может объяснить явлений, наблюдаемых в коре выветривания Северного Казахстана. Здесь зерна кварца несут следы растворения во всех зонах коры выветривания. При этом в нижней зоне, где происходит выделение щелочей при переходе гидрослюды в каолинит, зерна кварца корродированы в меньшей степени, чем в верхней каолинитовой зоне, где часть зерен нацело замещена каолинитом. Следовательно, растворение кварца в коре выветривания — процесс прогрессирующий. Он не останавливается в зоне преобразования щелочесодержащих глин в бесщелочные, но еще сильнее происходит в зоне образования каолинита. Учитывая, что режим рН меняется в процессе развития зон коры выветривания от слабощелочного в нижних зонах

до слабокислого в верхней каолининовой, приходится признать, что кварц растворим в той или иной степени и в той и в другой среде. Этот вывод напрашивается из рассмотрения фактического материала и, по-видимому, объясняется на основе данных сравнительной растворимости кремнезема, гидроокислов железа, глинозема и глинистых минералов в слабокислой и слабощелочной среде. К сожалению, в настоящее время имеются очень немногие работы, посвященные этому вопросу (Бушинский, 1946; Соколова и др., 1956; Magistad, 1925). По этим данным, растворимость SiO_2 при значениях pH от 5 до 7,5 в ряде случаев превышает 100 мг/л.

По данным Окамото и (Okamoto a. Goto, 1947), растворимость аморфного кремнезема при pH от 5,5 до 8 и при низкой температуре колеблется очень незначительно, оставаясь все время в пределах 100 мг/л. С повышением температуры до 22° она возрастает в тех же пределах pH до 180—200 мг/л, а при 50° — до 260—280 мг/л.

Растворимость гидратов окиси алюминия и окиси железа при тех же условиях практически ничтожна. Растворимость Al_2O_3 в интервале значений pH от 5,22 по 6,8 меняется от 1,2 до 0,3 мг/л (Magistad). Естественно, что гидроокислы железа замещают кварц в коре выветривания, где условия в процессе формирования профиля меняются от слабощелочных до слабокислых.

К такому же выводу мы приходим, рассматривая данные Краускопфа (Krauskopf, 1956), который исследовал вопросы растворимости кремнезема при низких температурах. По всем имеющимся данным, растворимость кремнезема при одних и тех же значениях pH и температуры в десятки раз превышает растворимость окислов железа и глинозема.

Помимо pH среды, в верхней зоне коры на поведение гидроокислов железа, по-видимому, оказывают влияние окислительные условия, которые создаются здесь благодаря циркуляции атмосферных вод. Растворимость железа в окисной форме резко падает. Гидраты окислов железа повсюду замещают кварц при его растворении (приложение, табл. IX, 1, 2, 4).

Гидроокислы марганца по своим свойствам близки к гидроокислам железа и поэтому ведут себя сходно в одинаковой обстановке. Известно и широко распространенное в мезо-кайнозойских континентальных бокситах явление замещения кварца гиббситом (Лисицына, 1956₂).

Наблюдения над химическим составом природных вод подтверждают энергичный вынос кремнезема по сравнению с Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Не повторяя ранее приводимых сведений (Лисицына, 1956₂), отметим только, что содержание SiO_2 в водах источников и рек латеритных областей Британской Гвианы и Голландской Индии (Harrison, 1933; Mohr, 1944) значительно выше содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Оно достигает максимума в 45 мг/л, в то время как содержание Fe_2O_3 в тех же водах не превышает 4 мг/л (общее содержание железа пересчитано на Fe_2O_3), а Al_2O_3 присутствует в количестве не более 2—3 мг/л.

Данными по растворимости глин мы не располагаем, но, по-видимому, замещение зерен кварца глинистым материалом также происходит в общем случае благодаря значительно большей стойкости минералов глин по сравнению с кварцем в условиях коры выветривания.

Полевые шпаты разного состава обладают различной устойчивостью по отношению к процессам выветривания. На это указывал еще К. Д. Глинка и многие другие исследователи.

Наименее устойчивы основные плагиоклазы, несколько более устойчивы средние и калиевые полевые шпаты, самым устойчивым является микроклин.

Плагииоклазы в нижней гидрослюдистой зоне коры выветривания только частично замещаются мелкочешуйчатым агрегатом гидрослюда с сохранением контуров кристаллов. В средней зоне они почти полностью замещаются гидрослюдой, в верхней — гидрослюда переходит в каолинит.

Основные плагииоклазы, как уже отмечала В. Н. Разумова (1956), переходят в каолинит часто без промежуточного замещения гидрослюдой.

Микроклин устойчив в нижней зоне, в средней — замещен частично гидрослюдой и только в верхней целиком переходит в каолинит.

Мусковит присутствует в виде чешуек, в промежуточной зоне постепенно замещается гидрослюдой, в каолининовой зоне переходит в каолинит.

Серицит переходит в гидрослюды и в верхних зонах коры постепенно замещается каолинитом. Характер перехода можно хорошо наблюдать на крупных чешуйках серицита, которые веерообразно расщепляются, теряют яркую интерференционную окраску и превращаются в пакеты или вермикулиты каолинита (приложение, табл. X, 4).

Биотит выветривается по-разному. В одних случаях переходит в хлориты типа пеннина и далее выветривается, как хлориты, проходя стадию монтмориллонита.

В других случаях биотит обесцвечивается и затем разлагается с образованием буроватых волокнистых агрегатов гидрослюды.

Хлориты переходят в гидрохлориты и далее в гидрослюду (?), сохраняя до некоторого момента в той или иной степени зеленую окраску в простом свете. При этом обычная для хлорита низкая интерференционная окраска меняется на яркую, как у серицита. В процессе разложения хлорита образуются гидроокислы железа в виде точечной вкрапленности.

Роговая обманка переходит в гидрохлориты, которые далее изменяются в зависимости от щелочного режима среды.

Эпидот разлагается с образованием бурых окислов железа.

Ильменит переходит в коре выветривания в лейкоксен, который сохраняется в ее разрезе.

Пирит в нижней зоне гидрослюдистых глин местами сохраняется без изменения, в средней и верхней окисляется с образованием псевдоморфоз темно-красных гидроокислов железа. Последние располагаются в породе, как и пирит, в виде тонкой вкрапленности («рассеянный маяк») (приложение, табл. IX, 3) или в виде кубической формы кристалликов и целых прослоев — скоплений кристалликов.

Гидроокислы железа, присутствующие в коре выветривания, различны по способу своего образования. Они происходят, во-первых, от окисления пирита, во-вторых, при окислении железа, освобождающегося в процессе выветривания хлоритов и других темноцветных минералов. Кроме того, в коре выветривания присутствуют реликтовые гидроокислы железа, образовавшиеся еще в материнской породе.

В нижних зонах коры гидроокислы железа представлены, как правило, маловодными формами и связаны в своем размещении с реликтовыми текстурами и структурами породы. В одних случаях это псевдоморфозы по пириту, в других — мелкая вкрапленность около зерен хлорита, между лейстами измененного плагииоклаза и т. д.

В верхних зонах коры гидроокислы железа представлены многоводными формами и образуют беспорядочно расположенные пятна либо

выполняют пустоты. Если их много, образуются бобовины разных размеров (миллиметры— 1 см).

Гидроокислы железа материнских пород ведут себя здесь аналогично новообразованным.

Органические примеси присутствуют в виде рассеянной примеси или в виде корней растений или обломков стеблей (например, в алевролитах в визе — намяре). В верхних зонах коры выветривания окислены и замещены гидроокислами железа.

НОВООБРАЗОВАННЫЕ МИНЕРАЛЫ — РЕЗУЛЬТАТ ВОЗДЕЙСТВИЯ НАЛОЖЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Помимо минеральных новообразований, которые возникают в процессе формирования основного профиля выветривания, как например каолинит, минералы гидроокислов железа и т. д., в коре выветривания присутствуют и в ряде случаев пользуются широким распространением минералы, с этим процессом не связанные. Изучение структурных взаимоотношений этих минералов с другими свидетельствует о более позднем их образовании по сравнению с профилем выветривания и в иных климатических условиях.

К числу таких минералов относятся гипс, сидерит, кальцит и др.

Гипс в коре выветривания чаще всего выполняет трещины или образует конкреции радиально-лучистого строения и розы. Последние встречены нами только в верхних зонах коры. Помимо этого, гипс выполняет трещинки и пустоты в зернах кварца и как бы корродирует их.

Таким образом, в некоторые моменты в верхних зонах коры создаются условия, в которых гипс весьма устойчив. Образование гипса скорее всего надо связывать с наложенными процессами, которые происходили значительно позднее, чем формирование основного профиля выветривания в условиях засушливого климата. Гипс мог образоваться при взаимодействии иона SO_4^{2-} (результат окисления пирита) и карбоната кальция, циркулирующих в породе растворов.

Сидерит — присутствует в виде конкреций главным образом в верхних зонах коры выветривания. Конкреции имеют сферическую форму и радиально-лучистое или концентрическое строение. Размер конкреций 0,2—0,4 мм. Распространены в породе беспорядочно среди окисленных, окрашенных в красный цвет пород.

Такие же конкреции встречаются в вышележащей бокситоносной пачке в одних и тех же разрезах. Здесь наблюдения под микроскопом структурных взаимоотношений сидерита с другими минералами показывают, что он является более поздним не только по отношению к основному профилю коры выветривания, но и по отношению к породам бокситоносной пачки.

В. Н. Разумова (1956) описывает в качестве вторичных минералообразований в коре выветривания гидрогематит — лимонитовые жилы, марганцовые выделения, известковистые стяжения. По времени образования она относит эти проявления к концу палеогена.

Глава VII

О ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОФИЛЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В результате рассмотрения основных особенностей зон коры выветривания процесс формирования профиля выветривания можно условно подразделить на несколько этапов.

Процессы первого этапа в общем сводятся к преобразованию материнских пород в породы гидрослюдистого, глинистого состава.

Алюмосиликаты, как можно было видеть из разрезов, на ранних этапах переходят в одних случаях непосредственно в гидрослюды, в других случаях, когда в породе много темноцветных, наблюдается замещение их хлоритом, а затем наряду с гидрослюдами монтмориллонитом — бейделлитом.

Карбонаты, как правило, выщелачиваются и замещаются более стойкими в условиях выветривания минералами глин. Происходит вынос щелочей, щелочных земель, кремнезема.

В глинисто-карбонатных породах карбонаты растворяются и выносятся. Глинистые минералы приобретают подвижность и замещают карбонаты, сохраняя первоначальные ограничения их кристаллов. Особенно отчетливо это явление наблюдается при замещении доломитов, состоящих из кристаллов ромбовидной формы. Отчетливые очертания ромбоэдров наблюдаются в глинистой массе, заместившей доломит, которая местами состоит из «глиняных ромбоэдров».

В самых нижних горизонтах разреза коры выветривания в слабо измененных карбонатных породах местами, по-видимому, создаются особые условия, выражающиеся в значительных концентрациях щелочных земель. Растворы приобретают свойства электролитов и осаждают кремнезем, который выносятся из верхних частей коры выветривания.

Происходит замещение карбонатов, но не глинистым материалом, а кремнеземом. По-видимому, таким путем возникают горизонты окварцованных пород, рассмотренные нами при описании конкретных разрезов коры выветривания. Позже, в верхних зонах коры, они претерпевают дальнейшие изменения.

В силикатных породах — песчано-сланцевых, изверженных (граниты, порфириды) и туфогенных — полевые шпаты переходят в гидрослюды, основные плагиоклазы — в каолинит за счет потери щелочей и замещения их связей водородом. Темноцветные минералы замещаются хлоритом.

Изменение хлоритов приводит к монтмориллониту (бейделлиту) — в щелочной среде (по И. И. Гинзбургу), далее (в условиях кислой или нейтральной среды) в конечном счете образуется каолинит.

Помимо этого, для начальной стадии выветривания (стадия образования нижней зоны) характерны также процессы окисления органического углерода и закиси железа. При выветривании осадочных пород происходит в основном окисление пирита и сидерита. Для эффузивов и туфогенных пород, кроме того, характерно окисление железа, обогаждающегося при разложении темноцветных. Это окисление происходит неравномерно в разных частях выветривающейся толщи в зависимости от ее проницаемости для атмосферных вод. Так, например, интенсивно окисляется железо в окварцованных прослоях, которые обладают большой пористостью из-за частичного выщелачивания карбонатов. В нижней зоне такие прослои слабо окислены — имеют желто-бурый цвет.

Второй этап выветривания заключается в преобразовании глинистых минералов.

Дальнейший вынос кремнезема и щелочей приводит к перестройке кристаллической решетки и превращению гидрослюд в каолинит за счет замещения щелочей гидроксильной группой. Так объясняют этот процесс И. И. Гинзбург и др. (1946), В. Н. Разумова (1956), и иначе, по-видимому, его объяснить нельзя.

Кремнезем выносится не только из силикатов. Во всех зонах коры и особенно в верхних наблюдаются следы растворения кварца. Процессы окисления более интенсивны, чем вначале. Происходит накопление гидроокислов железа.

Железо и органический углерод почти нацело окислены, за исключением отдельных реликтовых участков, слабее затронутых выветриванием. Окисление железа сопровождается переходом менее водных форм (гематита, гидрогематита) в более водные (гидрогетит).

К концу второго этапа в минералогическом составе преобладают каолинит и минералы гидроокислов железа.

Третий этап выветривания заключается в следующем. Гидроокислы железа обнаруживают следы перемещений в породе и выполняют трещинки, пустоты, замещают остатки корней растений. Практически все железо находится в окисной форме и составляет местами до 50% породы. Гидроокислы железа получают возможность, перераспределяясь, образовывать конкреции типа бобовин и желваков в больших количествах, в то время как в низах разреза конкреции встречались довольно редко.

Продолжающийся вынос кремнезема приводит к обеднению породы им и местами к почти полному растворению зерен кварца. Одновременно происходит накопление свободного глинозема, который перераспределяется, перемещаясь в виде растворов или золь, и выпадает в пустотах и трещинах в виде кристалликов гиббсита. Этот процесс достоверно установлен в нескольких разрезах. В пустотах железистых желваков в верхнем горизонте коры (Амангельдинское месторождение) найден кристаллический гиббсит; в коре акмолинских порфириров гиббсит замещает породу с сохранением ее структуры (найден в обломках).

Содержание свободного глинозема в верхних горизонтах коры выветривания, на основании данных химического анализа, отмечают Е. В. Дручинин и Б. А. Салин.

Глава VIII

О ВОЗРАСТЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Современные представления о времени образования коры выветривания Казахстана в значительной степени базируются на возрастных взаимоотношениях, установленных на Южном Урале и в Мугоджарах А. Г. Бер (1932), П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934, 1937), В. А. Вахрамеевым (1948) и др. Возраст коры выветривания определялся здесь как верхний триас — нижний лейас по залеганию на ней нижнеюрских отложений, охарактеризованных флорой.

Для западной части Казахского нагорья возраст коры выветривания считался одно время доэоценовым на том основании, что в результате длительного континентального перерыва, наступившего в конце палеозоя и продолжавшегося до эоцена, морские отложения здесь неизвестны.

Е. М. Великовская (1936), изучавшая бокситоносные породы области, опровергает этот вывод путем сопоставлений с Южным Уралом и Мугоджарами и считает кору выветривания доюрским образованием. Такого же мнения придерживается Е. Д. Шлыгин (1936).

Триас-юрский возраст коры выветривания без новых подтверждающих данных признается в рукописных отчетах многими геологами, занимающимися разведкой и поисками бокситов (Б. А. Тюрин, Б. А. Салин, Е. В. Дручинин, Б. Н. Красильников, Д. Д. Пономарев и др.). Признается в то же время, что процессы выветривания интенсивно развивались также и в третичном и даже в четвертичном периоде. Д. Д. Пономарев (1946), например, выделяет неогеновую кору выветривания, сложенную бейделлитовыми глинами.

В. Н. Разумова (1956), изучавшая кору выветривания северо-западной части Казахского нагорья, считает, что кора образовалась в доюрское время. Этот вывод она делает на том основании, что по рекам Джаны-спай и Иман-Бурлук кора покрывается нижнеюрскими угленосными отложениями.

Вместе с тем В. Н. Разумова указывает на то, что кора выветривания, возможно, продолжала формироваться и в нижнеюрское время, о чем свидетельствует присутствие выветрелых галек в конгломерате нижнеюрского возраста, залегающем в кровле коры выветривания (З. Г. Лаушкина).

Отсутствие меловых и нижнепалеогеновых морских осадков в северо-западной части Казахского нагорья позволяет В. Н. Разумовой предполагать, что в это время уже сформированная кора выветривания триас-юрского возраста подвергалась дальнейшим изменениям.

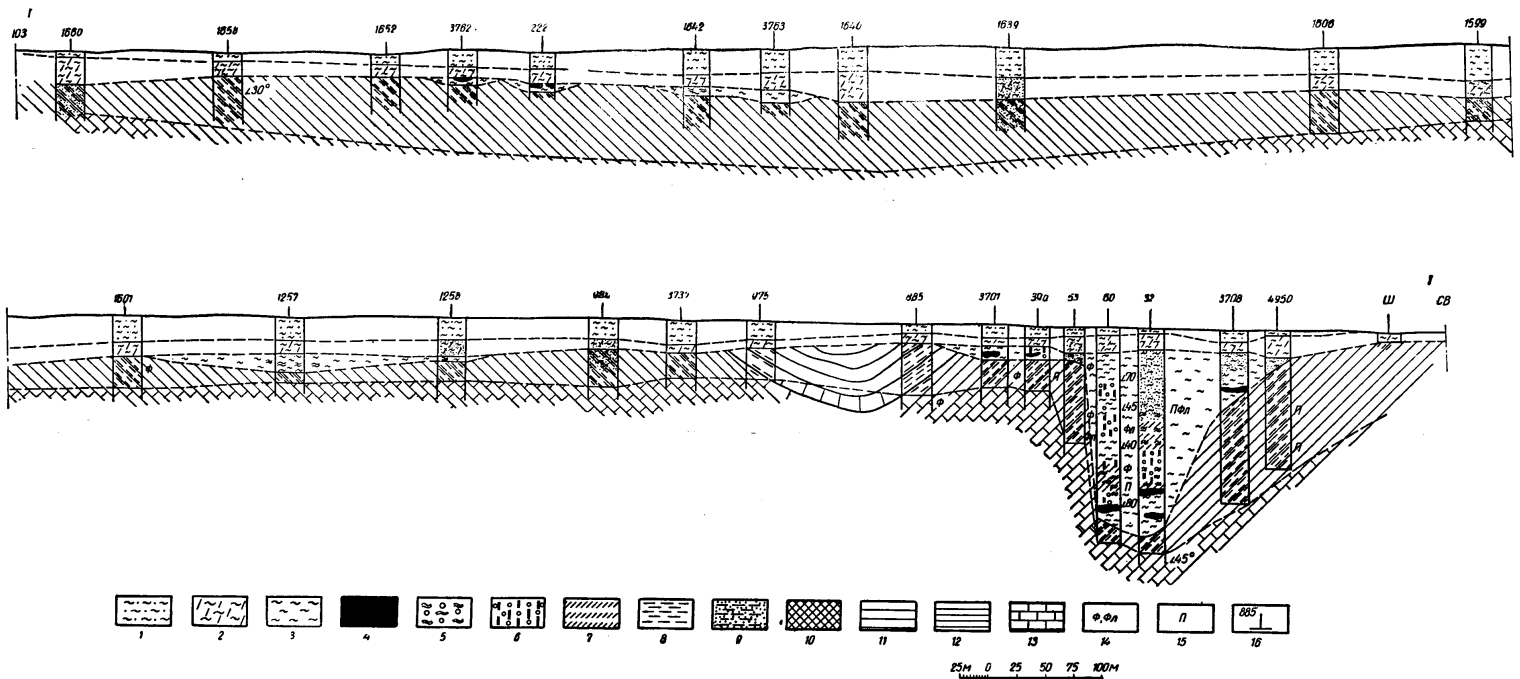
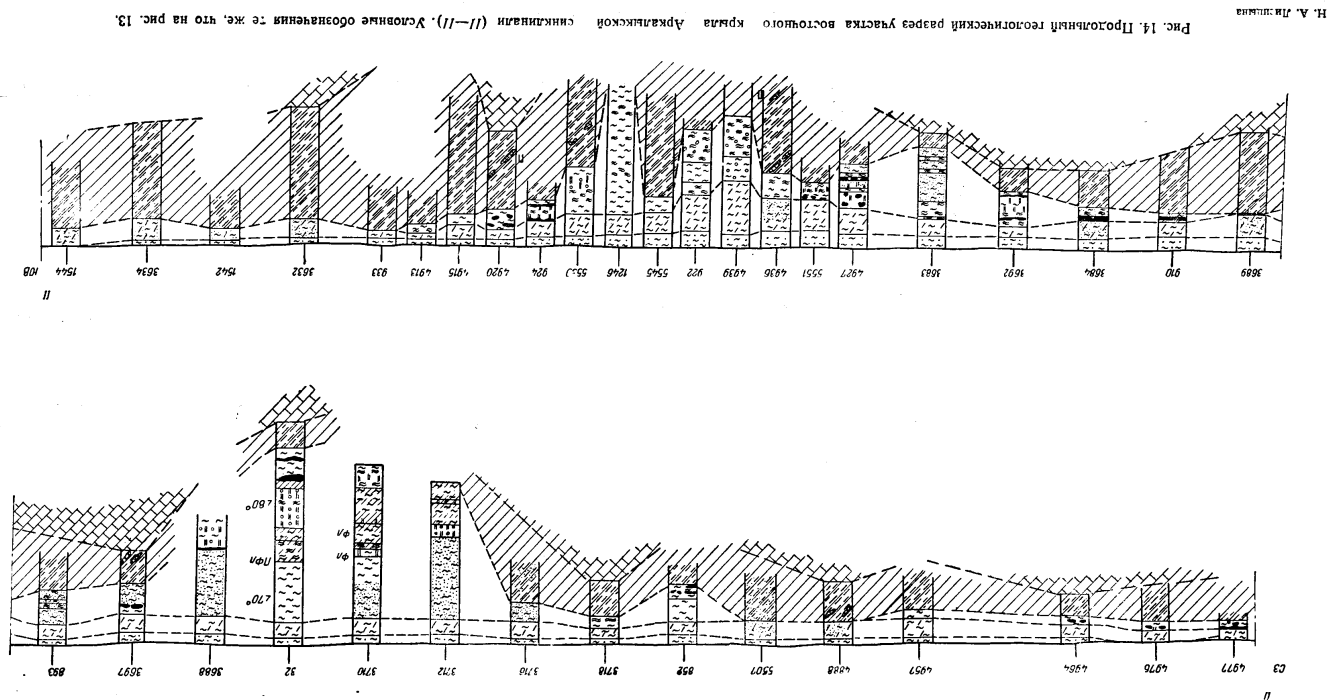


Рис. 13. Геологический разрез через южную часть Аркалыкской синклинали (I—I'); II—II').

1 — зеленые гипсоносные глины (средний миоцен); 2 — пестроцветные глины (верхний олигоцен — нижний миоцен). Бокситовые покровы (палеоцен — эоцен); 3 — глины; 4 — боксит глинистый; 5 — боксит глинистый; 6 — боксит сульфидный; 7 — бокситы и глины серые, черные, углистые. Кора выветривания по породам девона (триас — эоцен); 8 — глины (по данным скважин); 9 — песчаные глины (по данным скважин); 10 — бурый железняк (по данным скважин); 11 — порфиритовая кора выветривания (породы девона); 12 — славян; 13 — глинистые известняки и доломиты; 14 — флюид и флюид; 15 — шифер; 16 — скальные разломы бурения



С процессами выветривания верхнеолигоценового возраста В. Н. Разумова связывает образование верхней обеленной зоны профиля коры выветривания.

Уже из этих данных можно сделать вывод о том, что процесс выветривания в северо-западном Казахстане многоэтапный, в разное время он происходил в разных климатических условиях и приводил к образованию нескольких комплексов выветрелых пород.

Следовательно, говоря о возрасте коры выветривания Казахстана, следует говорить о возрасте нескольких кор выветривания.

В последние годы благодаря развитию поискового и разведочного бурения появляются новые данные, позволяющие уточнить существующие представления о времени образования кор выветривания западной части Казахского нагорья.

В настоящее время в этой области известны три разновозрастные толщи или комплекса (коры выветривания, отличные друг от друга по составу и другим признакам):

- 1) наиболее древняя из них и самая мощная толща, имеющая зональное строение, развита на палеозойских и докембрийских породах;
- 2) толща белых с красными пятнами каолинистых глин, «обеленная зона» по В. Н. Разумовой (1956), наложенная на профиль более древней коры выветривания;
- 3) толща зеленовато-серых бейделлитовых глин с красными пятнами и желваками гидроокислов железа и марганца, образующаяся как по выветрелым, так и по свежим породам палеозоя.

Последнюю из названных толщ мы наблюдали в южной части Казахского нагорья. По составу слагающих глин и по условиям их залегания на более древней коре выветривания ее, по-видимому, можно сопоставлять с третичной корой выветривания, описанной Д. Д. Пономаревым для Северного Казахстана.

Обратимся к рассмотрению данных о возрасте каждой из выделенных толщ.

Первая из них наиболее детально изучена по данным бурения в Шоиндыкульской впадине, а также по северной и восточной окраинам Тенизской. Эта толща сложена глинами и подразделяется на три зоны.

Мощность коры выветривания колеблется от нескольких до 100—150 м в полных разрезах.

Глины коры выветривания и в Шоиндыкульской впадине и по северо-восточной окраине Тенизской мульды подстилают бокситоносные породы. Большинство геологов считают их доюрским, возможно, частично нижнеюрским образованием.

Чтобы судить о возрасте коры выветривания, необходимо учитывать некоторые данные, свидетельствующие о том, что она хотя и подстилает бокситы, в то же время является одновозрастным образованием.

Такое заключение подтверждают два обстоятельства. Первое касается взаимоотношений коры выветривания и бокситов. Второе — это присутствие в нижних зонах коры выветривания спорово-пыльцевых комплексов, которые по возрасту аналогичны спорам и пыльце бокситоносной пачки.

Рассмотрим каждое из них несколько более подробно.

На профиле (рис. 13), вычерченном без преувеличения вертикального масштаба, видно, что бокситоносные породы, залегающие в глубоком кармане, достигают мощности 160 м. Крутые стенки кармана сложены глинами коры выветривания. Эти глины сохраняют остаточные структуры и текстуры материнских пород и имеют зональное строение.

Помимо этого, в них присутствует палеозойская фауна в виде отпечатков брахиопод, мшанок и реже кораллов. Фауна встречается в ряде случаев по всему разрезу выветрелой толщи (скважина № 53).

Совершенно очевидно, что карман в коре выветривания не может рассматриваться как глубокая воронка, так как такая воронка в глинах, крутизна стенок которой превышает угол естественного откоса, не могла существовать длительное время и, следовательно, не является до-рудной. Накопление бокситоносных пород, выполняющих «воронку», происходило одновременно с образованием самой «воронки» в процессе выветривания подстилающих пород палеозоя.

К такому же выводу о синхронности бокситообразования с выветриванием можно прийти, если учесть некоторое сходство процессов, протекающих в бокситоносной толще и в коре выветривания, а именно: коррозия кварца и замещение его разными минералами, включая гибсит; интенсивное окисление закисного железа и образование железистых бобовин; каолиновый состав глин и в бокситовой пачке и в верхних зонах коры выветривания. Сходные процессы естественно происходили в сходных физико-химических условиях.

Возраст бокситов по данным спорово-пыльцевого анализа определяется Е. Д. Заклинской (1955) как палеоцен — эоценовый. Это заключение подтверждают находки древесины, изучавшейся А. А. Ларищевым (1956).

Таким образом, формирование профиля выветривания, очевидно, не закончилось в юре, а продолжалось и в эпоху бокситообразования вплоть до палеоцена — эоцена.

Подтверждением тому, что выветривание происходило непрерывно на протяжении этого длительного промежутка времени, служит сформированная за это время мощная кора выветривания, имеющая четко зональное строение. Эта зональность предполагает, что каждая более верхняя зона формировалась за счет постепенного и направленного изменения минералов нижележащей зоны. Поэтому нет никаких оснований считать, что существовала мезозойская кора выветривания, которая впоследствии только преобразовывалась наложенными процессами третичного времени. Иными словами, нет оснований разрывать во времени процесс выветривания, продолжавшийся от триаса до эоцена.

Это заключение подтверждается присутствием палеоцен-эоценовой пыли в нижних зонах коры выветривания (на рис. 14 показана значком фл.).

В скважине № 53 в бассейне р. Ашут вскрыт разрез коры выветривания толщи глинисто-карбонатных пород фаменского яруса (см. рис. 14). В этом разрезе обильная пыльца и споры обнаружены в нижней зоне коры выветривания глинисто-карбонатных пород верхнего девона на глубине около 100 м. Поскольку спорово-пыльцевые комплексы относятся к палеоцен-эоцену, выветривание, очевидно, продолжалось в это время и происходило одновременно с накоплением бокситов.

В морских бассейнах соседних областей тогда же отлагались глинистые и песчано-глинистые, а также кремнистые осадки (Яншин, 1953), а в области Павлодарского Прииртышья — опоковая свита.

Последнее обстоятельство может служить косвенным подтверждением того, что кора выветривания формировалась одновременно с накоплением этих свит и служила источником кремнистого материала.

Сопоставляя приведенные данные, можно считать, что наиболее распространенная в западной части Казахского нагорья толща выветрелых пород, имеющая зональное строение, формировалась в течение

длительного времени. Начавшись, по-видимому, в триасе, выветривание продолжалось и в эпоху образования бокситов, т. е. в палеоцене-эоцене.

Учитывая, что в полных разрезах кора выветривания состоит из трех зон (переходы между зонами постепенные), а каждая вышележащая зона образовалась за счет дальнейшего и более интенсивного изменения пород нижележащей зоны, приходится предполагать, что процесс выветривания продолжался непрерывно.

Следует оговориться, что палеоцен-эоценовый возраст спорово-пыльцевых комплексов из бокситоносных пород признается не всеми полинологами. В. Н. Барбашинова (1954), например, и другие считают его верхнемеловым. Поэтому верхняя граница формирования основного профиля выветривания, как и возраст бокситов, требует еще уточнения.

Следующая более молодая толща выветрелых пород описана В. Н. Разумовой (1956), которая изучала ее в бассейне р. Аще-Тасты-Тургай и других районах северо-западной части Казахского нагорья. Это толща белых и светло-серых каолинистых глин с красно-бурыми пятнами гидроокислов железа. Она залегает на породах разных зон основного профиля выветривания и чаще всего развивается по породам верхней каолинистой зоны («зона обеления» В. Н. Разумовой).

Эта кора выветривания связана с континентальными осадками олигоценового возраста, которые по внешнему облику и составу весьма сходны с ней. Подтверждением ее возраста В. Н. Разумова считает сходство процессов, протекавших в коре выветривания с процессами отложения и дальнейшего изменения верхнеолигоценовых осадков.

Третий комплекс коры выветривания, наиболее молодой, представлен толщей светлых серо-зеленоватых глин с красными пятнами окислов железа. Этот комплекс резко отличается по составу слагающих его глинистых минералов от двух других комплексов. По внешнему облику и составу его не всегда удается отличить от серовато-зеленых с красными и желтыми пятнами осадочных глин нижнего миоцена.

Достаточно отчетливо он наблюдался нами в области Казахского нагорья в бассейне р. Жиланчик, где выветрелая толща бейделлитовых глин с пятнами и желваками окислов железа залегает на поверхности гидрослюдисто-каолинистой зоны коры выветривания песчано-сланцевых пород среднего девона — франского яруса. Покрывают ее бейделлитовые глины неогена. А. Н. Волков, изучавший эту толщу глин в 1948 г. по разрезам в свежих шурфах и канавах, наблюдал постепенный переход зеленоватых пятнистых глин в слабо измененные породы палеозоя. Он относил толщу пятнистых глин к коре выветривания (устное сообщение). Состав глин был определен нами позже как бейделлитовый (см. выше).

По-видимому, бейделлитовые глины следует рассматривать в данном случае как наложенную кору выветривания на существующий нормальный профиль зональной коры песчаников и сланцев (см. рис. 7). Из трех зон основного профиля здесь наблюдаются две нижние: зона гидрослюдистых и зона каолинистых глин с примесью гидрослюды. Верхняя часть этих глин изменена в других засушливых условиях выветривания и вместо каолинистой зоны профиль коры выветривания венчает пачка бейделлитовых глин. Мощность бейделлитовой наложенной коры выветривания не превышает 20 м.

Бейделлитовые глины развиваются не только по выветрелым, но и по свежим породам палеозоя. Такие примеры мы наблюдали в области поднятия Казахского нагорья в южной части Сарысу-Тенизского водораздела севернее станции Теректы.

К вопросу о возрасте этого комплекса можно подойти следующим образом. В бассейне р. Жиланчик бейделлитовые глины образуются за счет верхних зон коры выветривания, формировавшейся вплоть до эоцена, и, следовательно, являются более поздними по времени. Они покрываются зелеными гипсоносными глинами верхов миоцена (район оз. Аще-Куль, бассейн р. Жиланчик).

Бейделлитово-монтмориллонитовый состав этих глин сходен с бейделлитово-монтмориллонитовым составом зеленых осадочных глин миоцена, которые считаются озерными образованиями. Принимая во внимание, что состав глин является функцией климатических условий, можно предположить, что глинистые продукты выветривания образовались в одинаковых условиях полусухого климата с осадочными толщами того же состава. Такие условия существовали в начале миоцена.

Попробуем сопоставить во времени кору выветривания западной части Казахского нагорья с корой выветривания областей Центрального Казахстана, примыкающих к нему с юго-востока.

По данным К. В. Никифоровой (1956), основная масса пестроцветной каолининовой коры выветривания в восточной части Бет-Пак-Далы и южных отрогах Улу-Тау образовалась в нижнем и среднем эоцене.

Последующая эпоха выветривания относилась к верхнему эоцену и привела к окремнению верхних горизонтов меловой коры выветривания. В третий раз процессы выветривания происходили в конце олигоцена и отразились в наложении процессов отбеливания верхнеолигоценовых отложений. Отсюда можно видеть, что процессы выветривания Центрального Казахстана в общем совпадают по времени с процессами выветривания западной части Казахского нагорья (эоцен, олигоцен).

Окремнение ранее образованной коры выветривания в верхнем эоцене, по-видимому, может быть сопоставлено с образованием сливных кремнистых песчаников, которые описаны В. Н. Разумовой (1956), и относится также к верхнему эоцену.

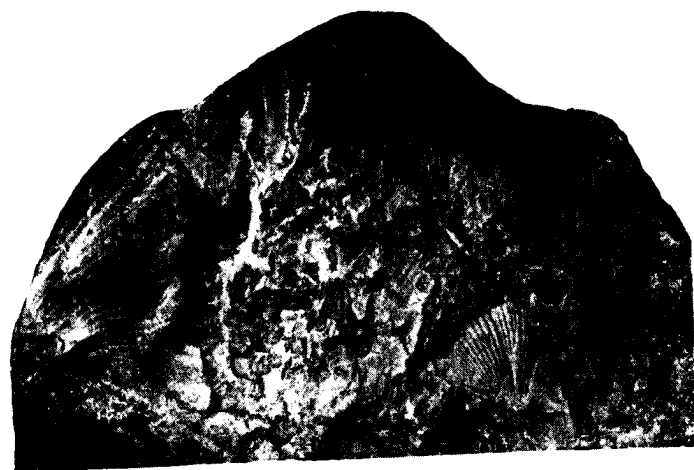
Выветривание начала миоцена, не отмеченное К. В. Никифоровой для Центрального Казахстана, возможно, является особенностью более западных областей.

В итоге отметим следующее. Кора выветривания пород палеозоя и докембрия, имеющая зональное строение и широко распространенная в западной части Казахского нагорья, формировалась в течение длительного времени. Начало ее образования относится к триасу, а возможно, и к концу палеозоя, когда в этой части Казахстана образовалась суша. Оно продолжалось вплоть до времени накопления бокситов, т. е. до палеоцена-эоцена и происходило одновременно с бокситонакоплением. Образование профиля выветривания, который мы называем основным, продолжалось, очевидно, непрерывно в течение всего этого времени и привело к его зональному строению.

Образование всех трех зон связано с постепенным изменением пород во времени. Процессы выветривания происходили и позднее, однако с конца эоцена они накладывались на уже существующий профиль выветривания или затрагивали свежие породы, но самостоятельного профиля выветривания, равного по мощности и глубине изменения пород только что описанному, уже не создавали.

Характер этих наложенных процессов менялся в соответствии с изменениями климатических условий.

Таблица I



1



2



3

Отпечатки брахиопод в глинах коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса:

Рис. 1. Нижняя зона коры выветривания.

Рис. 2 и 3. Верхняя зона коры выветривания

Таблица 11

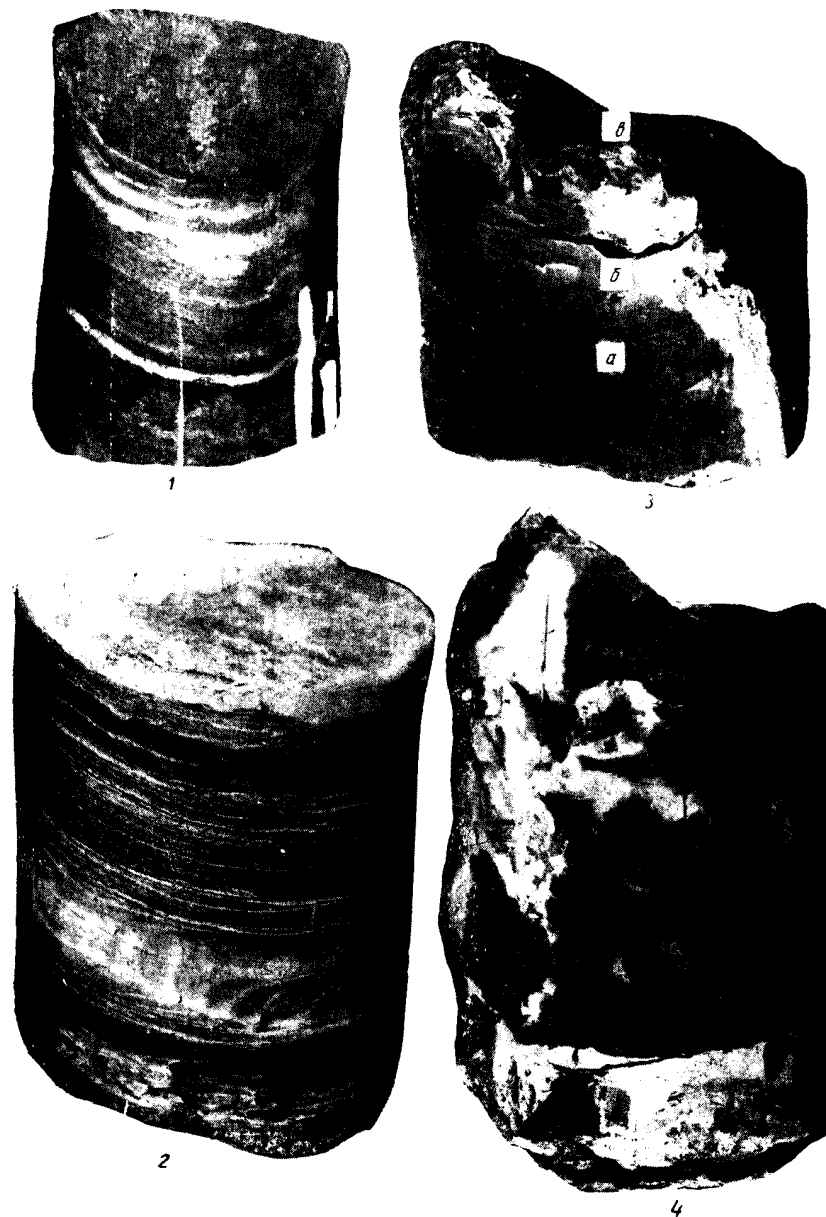


Рис. 1. Серая тонкослоистая глина нижней зоны коры выветривания (слои наклонены)

Рис. 2. Желтая и сиреневая тонкослоистая глина средней зоны коры выветривания

Рис. 3 и 4. Черная глина нижней зоны коры выветривания, ожедезненная и обеленная по трещине:

а — красная ожедезненная глина; б — белая глина (кайма обеления); в — черная глина

Таблица III

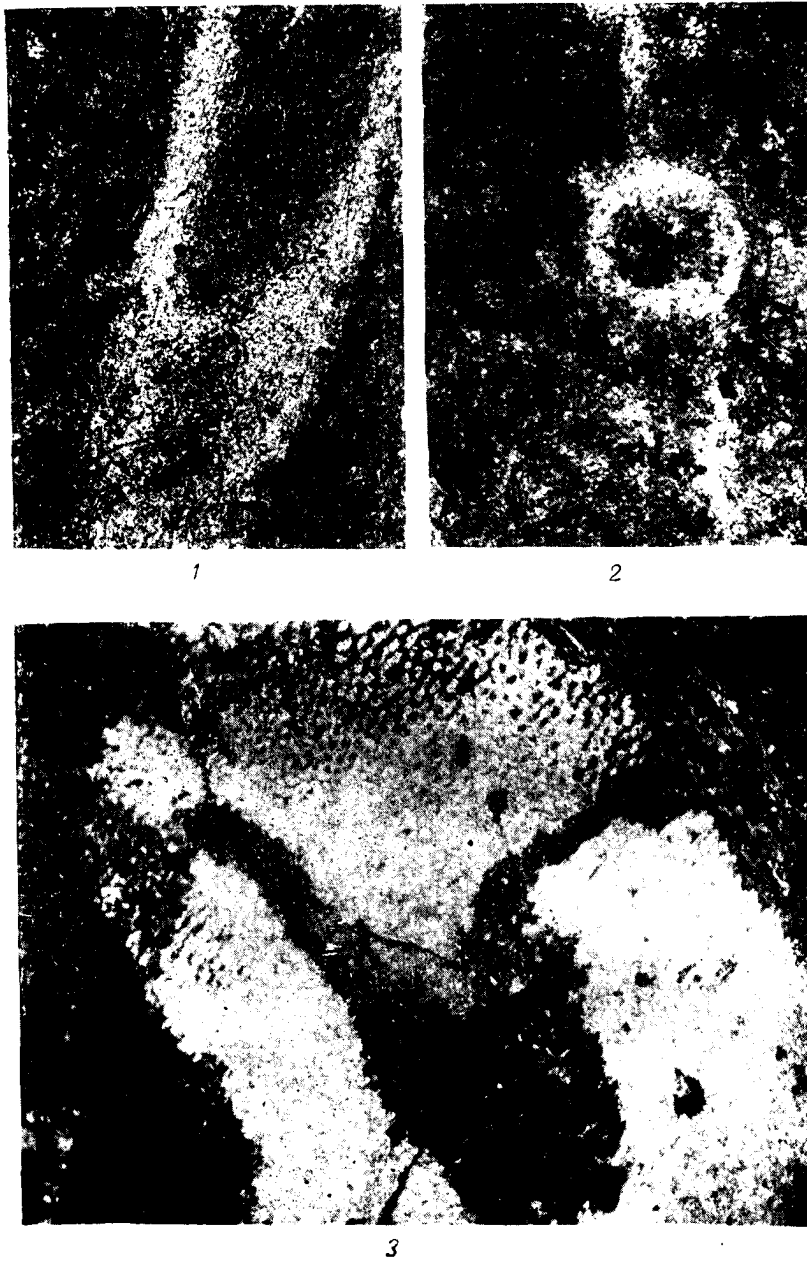
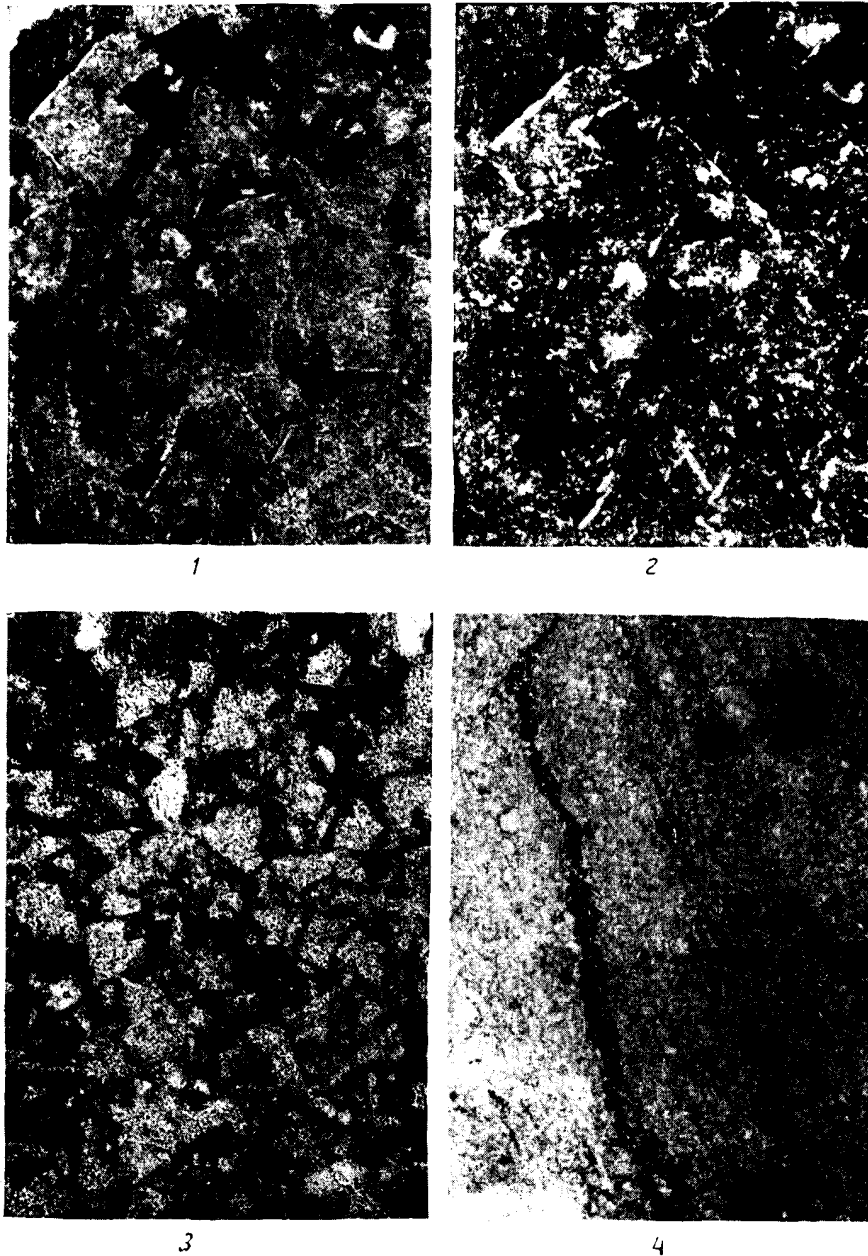


Рис. 1 и 2. Каолинит гидрослоистая глина, средняя пачка коры выветривания (видны органические остатки, замещенные глинистым веществом), увел. 90; ник. ||;

1 — продольный разрез; 2 — поперечный разрез

Рис. 3. Гидрослоистая глина с примесью каолинита (обломок илдокожего замещен глинистым веществом)

Т а б л и ц а IV



Структуры глины нижней зоны коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса:

Рис. 1, 2, 3 — остаточная структура доломита (видны очертания ромбоэдров, замещенных глинистым веществом):

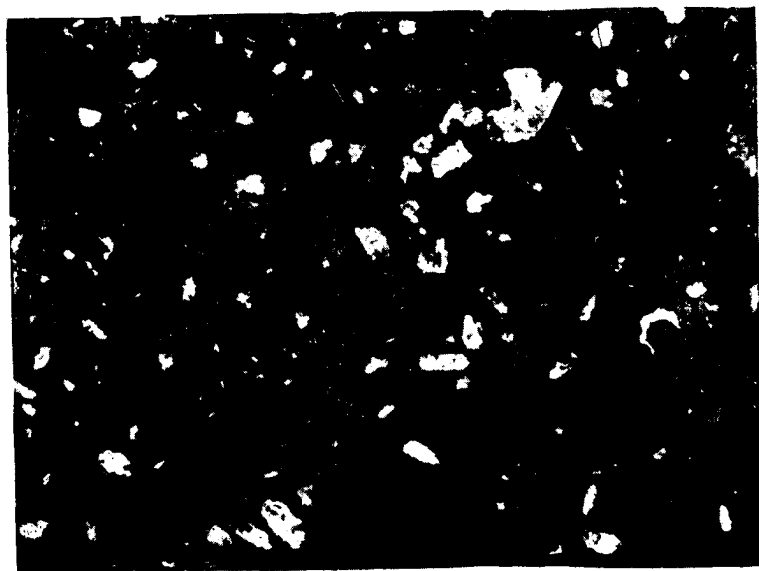
1 — увел. 120, ник., разрез скв. № 60; 2 — увел. 120, ник. X, разрез скв. № 60; 3 — увел. 90, ник., разрез скв. № 6060

Рис. 4. Прослойки мелкокристаллического пирита в глинистой породе. Нижняя зона коры выветривания пород фаменского яруса, увел. 100, ник. ||

Таблица V



1



2

Рис. 1. Кавернозная кремнистая порода нижней зоны коры выветривания пород фаменского яруса, увел. 55, ник. X:
1 — крупные пустоты; 2 — кристаллы кварца призматической формы; 3 — мелкокристаллическая кремнистая масса

Рис. 2. Бурый железняк (видны пустоты от растворения кварца угловатой и призматической формы), увел. 55, ник. ||

Таблица VI

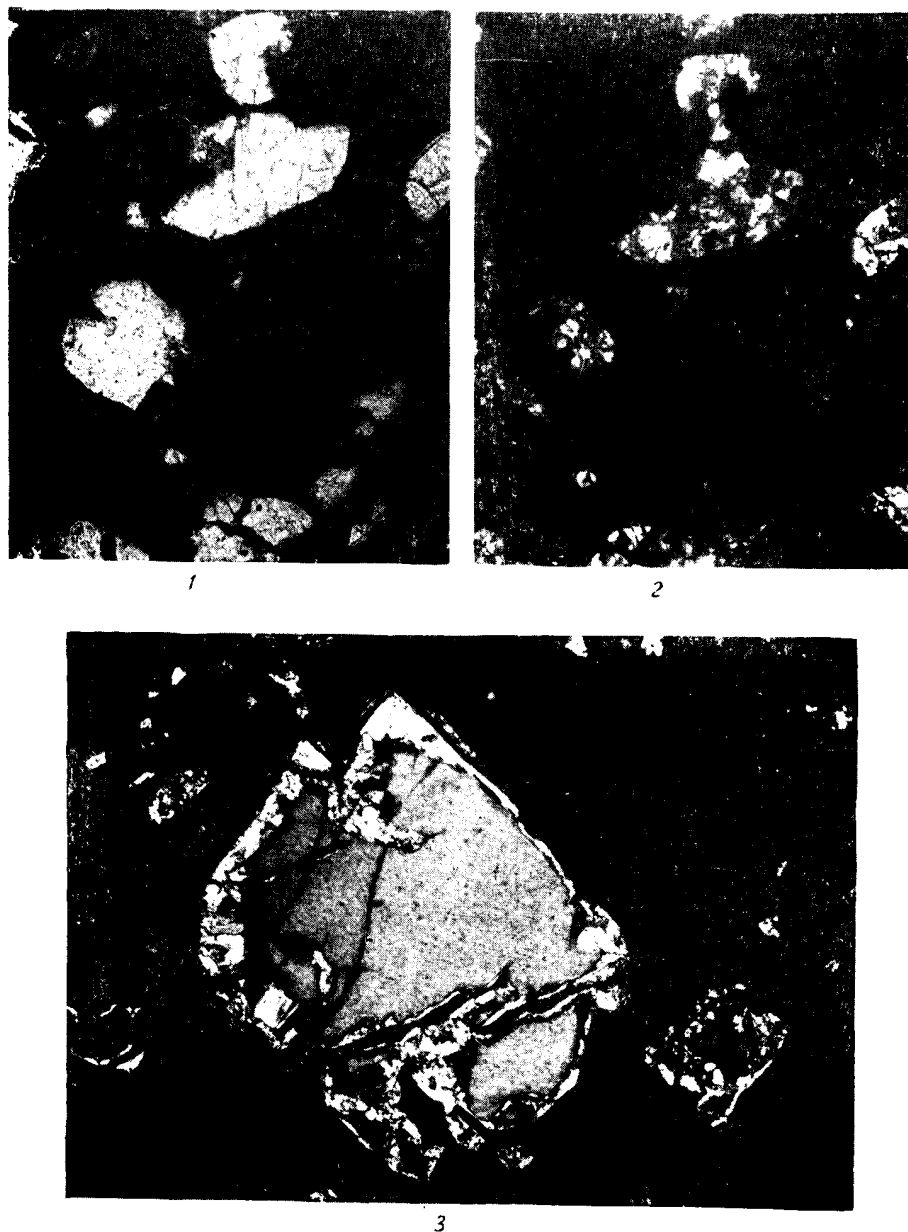


Рис. 1 и 2. Каменный железистый боксит (кристаллы кварца с призматическими и таблитчатой формы очертаниями замещены гибситом):
1 — увел. 120, ник. II; 2 — увел. 120, ник. X.

Рис. 3. Каменный мелкобобовый железистый боксит (зерно кварца по краям и трещинкам корродировано гибситом), увел. 90, ник. X.

Таблица VII

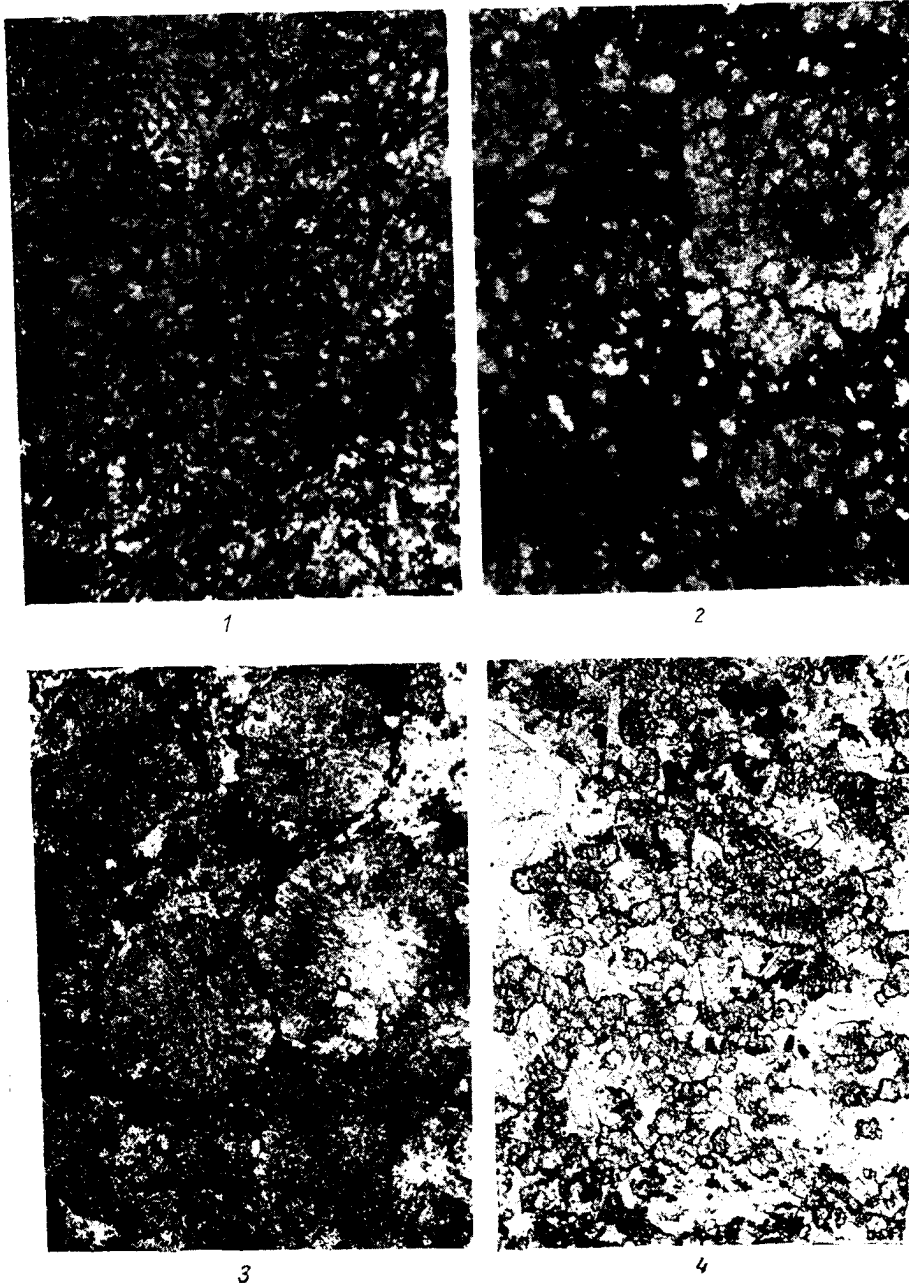


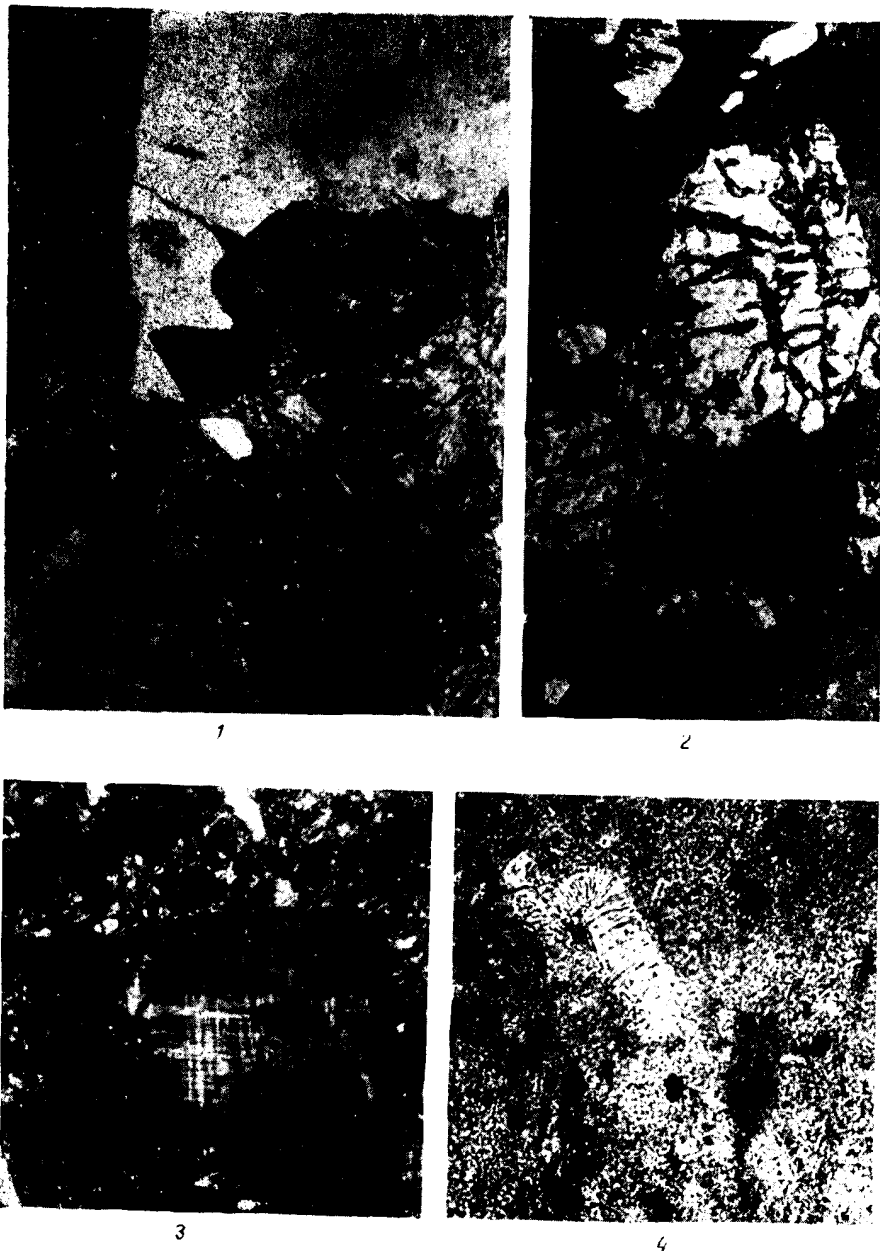
Рис. 1. Нижняя зона коры выветривания порфирита (видна остаточная структура), увел. 46, ник. ||

Рис. 2. Нижняя зона коры выветривания туфокогglomerата (глинистая порода, видна обломочная текстура), увел. 46, ник. ||

Рис. 3. Кора выветривания порфирита. Глина с микроконкрециями сидерита, увел. 90, ник. ||

Рис. 4. Нижняя зона коры выветривания. Слабо выветрелый порфирит с кристаллами вторичного сидерита, увел. 90, ник. ||

Таблица VIII



- Рис. 1. Кора выветривания гранита (верхняя зона). Глинистая порода со структурой песчаника. Зерна кварца корродированы, увел. 100, ник. X
- Рис. 2. Кора выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса (верхняя зона). Корродированные зерна кварца, увел. 40, ник. ||
- Рис. 3. Кора выветривания песчаника (верхняя зона). Разъедание зерна микроклина глинистым веществом, увел. 100, ник. X
- Рис. 4. Каолинистая глина с примесью гидрослюды (видно замещение чешуйки гидрослюды каолинитом; вермикулитовый кристалл), увел. 120, ник. ||

Таблица IX

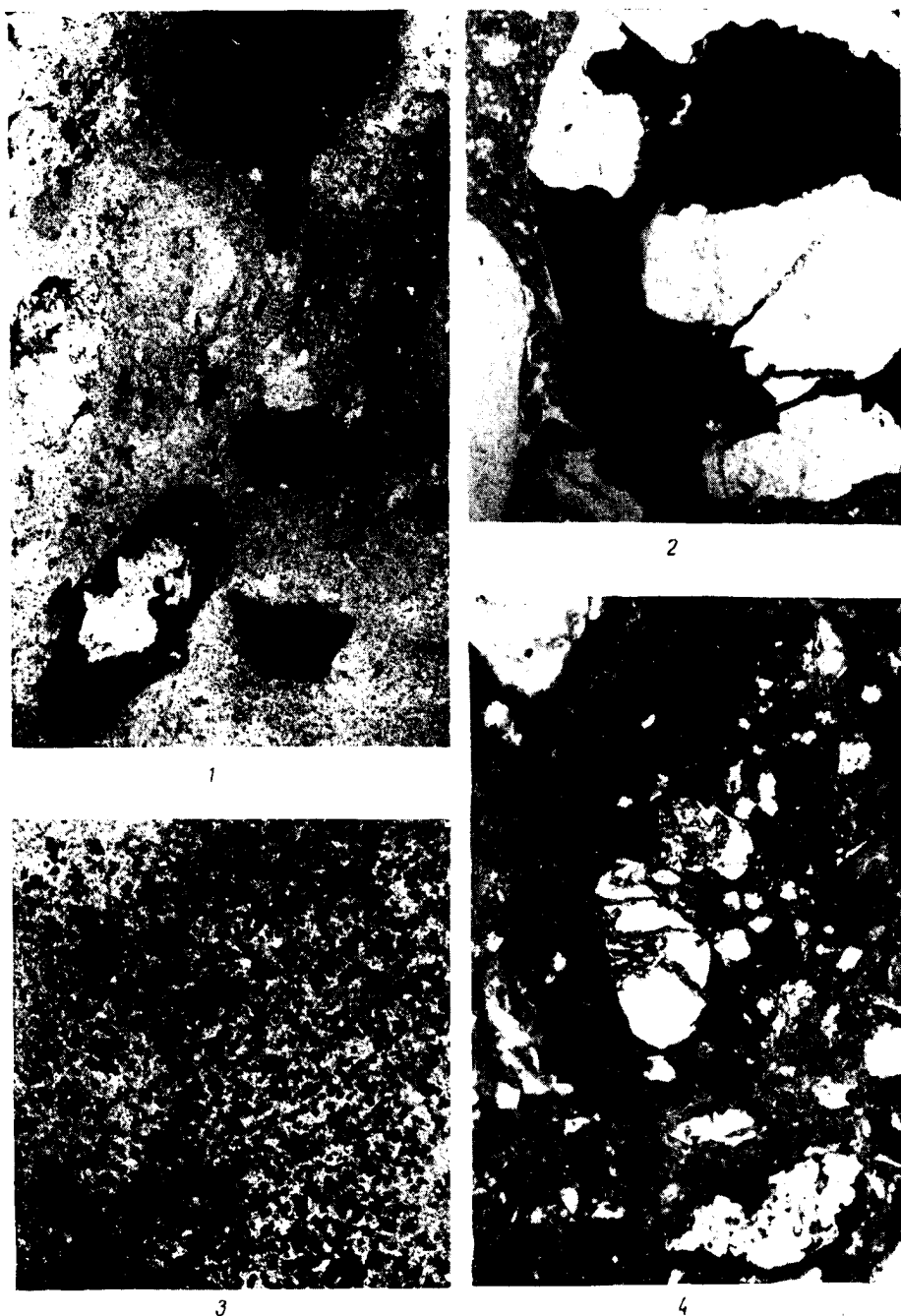


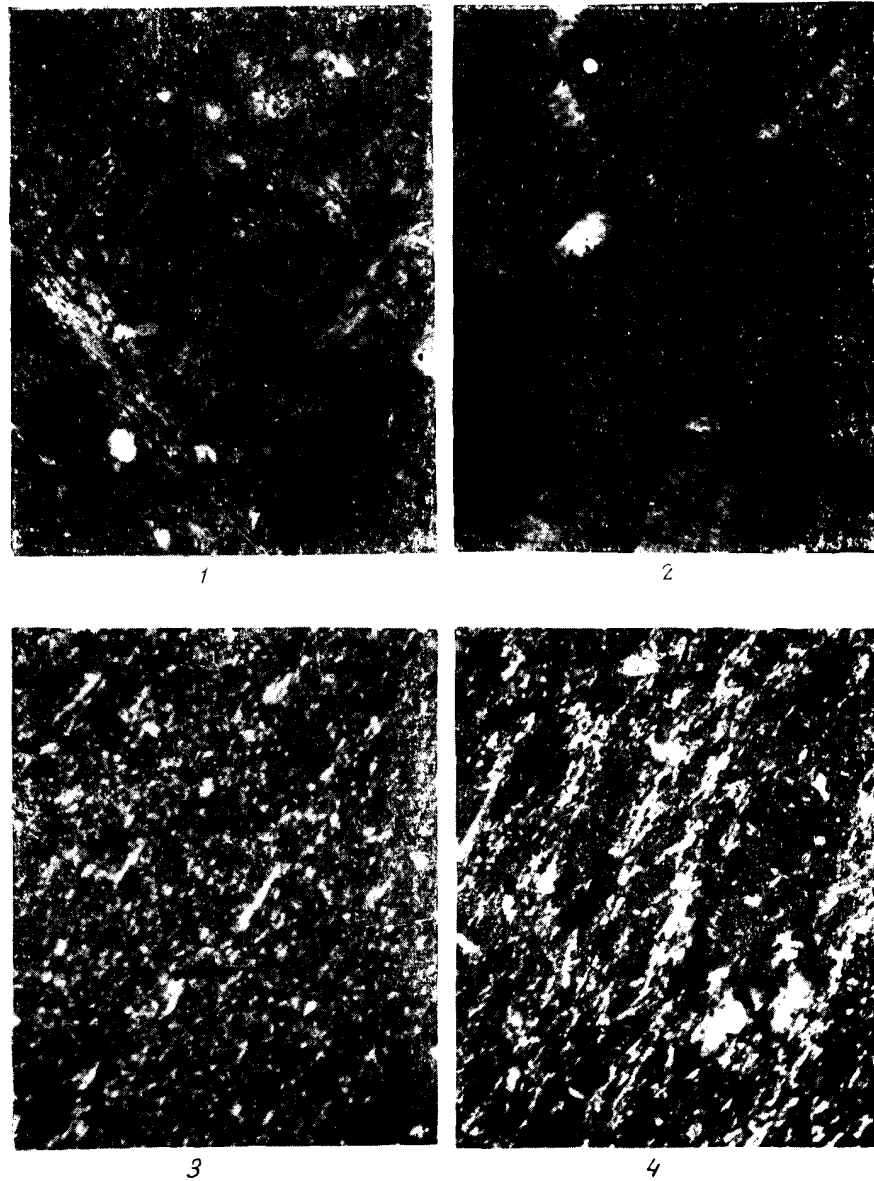
Рис. 1. Бобовины гидроокислов железа в верхней зоне коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса (видны корродированные зерна кварца), увел. 20, ник. ||

Рис. 2. Железистая бобовина в верхней зоне коры выветривания песчаников девона. Коррозия зерен кварца, увел. 46, ник. ||

Рис. 3. Точечная вкрапленность гидроокислов железа в средней зоне коры выветривания, увел. 120, ник. ||

Рис. 4. Бобовины гидроокислов железа. В ядре корродированные зерна кварца. Нижняя зона коры выветривания глинисто-карбонатных пород фаменского яруса, увел. 90, ник. ||

Таблица X



Структуры глин коры выветривания

Верхняя зона коры выветривания

Рис. 1. Тканевая перпендикулярно-волокнистая структура каолининовой глины, увел. 46, ник. X

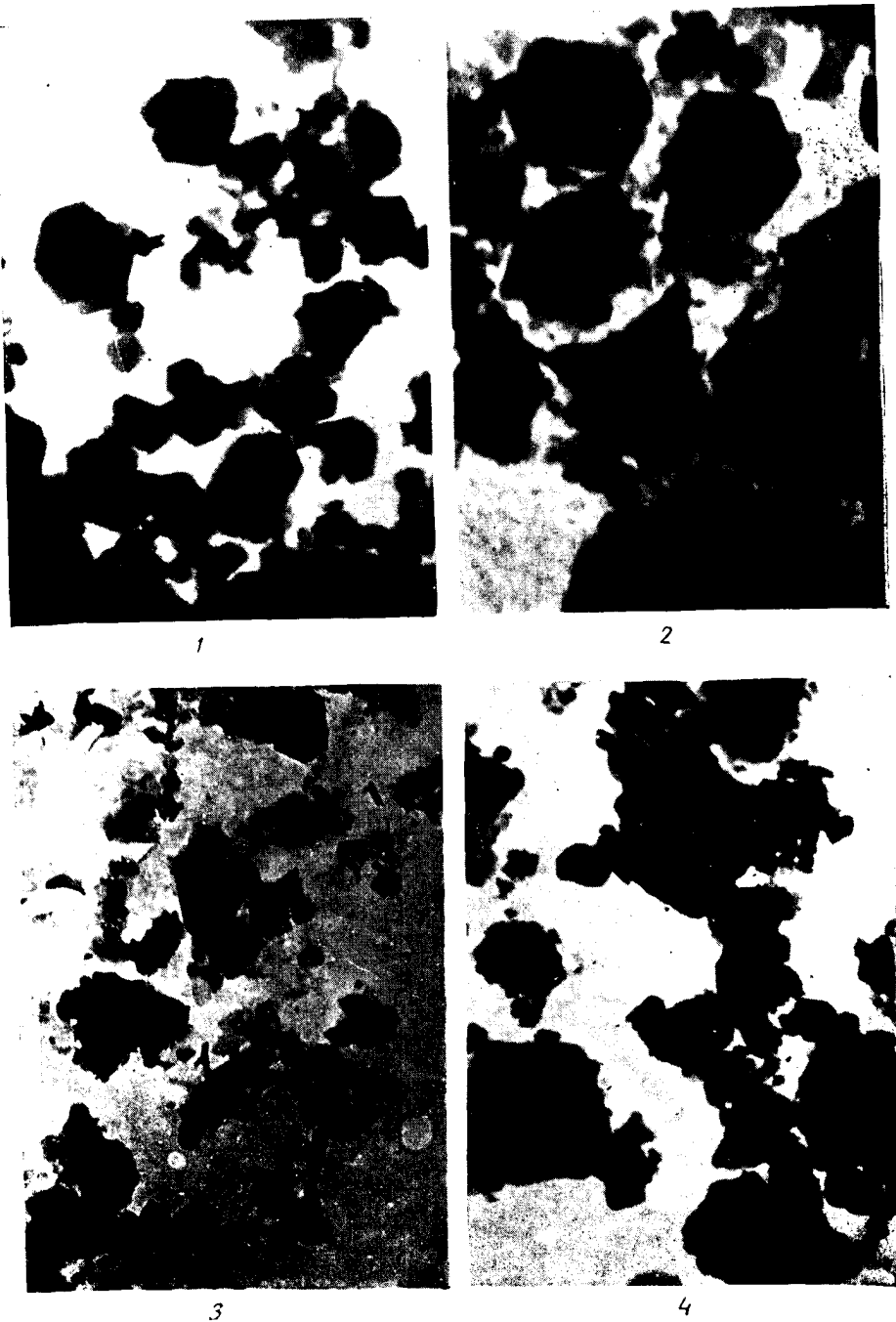
Рис. 2. Вермикулитовая структура каолининовой глины. Встречается также в верхах средней зоны, увел. 300, ник. X

Нижняя зона коры выветривания

Рис. 3. Параллельно-чешуйчатая структура гидрослюдистой глины, увел. 150, ник. X

Рис. 4. Параллельно-волокнистая структура гидрослюдистой глины, увел. 150, ник. X

Таблица XI



Электронные фотографии глины коры выветривания

Рис. 1. Глубина 38 м. Нижняя часть бокситоносной пачки. Видны частицы каолинита

Рис. 2. Глубина 82,5 м. Видны частицы каолинита.

Рис. 3. Глубина 99,3 м. Видны частицы гидрослюда и гидрогетита.

Рис. 4. Глубина 104,8 м. Видны частицы гидрослюда и каолинита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

О СВЯЗИ БОКСИТОВ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЗАХСКОГО НАГОРЬЯ

Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья является источником глинозема для всех известных в этой области месторождений бокситов. Бокситы территориально связаны с корой выветривания. В Шоиндыкульской впадине они приурочены к коре линейного типа и залегают в углублениях ее поверхности и глубоких карманах (см. рис. 9, 10).

В разрезе линейной коры выветривания хорошо развита верхняя каолинитовая зона (III). Бокситовые породы связаны постепенным переходом с породами этой зоны. Этот переход фиксируется не только при полевых наблюдениях, но и при микроскопическом изучении глин каолинитовой зоны коры и бокситовой пачки. В каолинитовой зоне глины в ряде случаев приобретают пелитоморфную структуру с участками колломорфной. Местами в них появляются железистые бобовины. Все эти структуры в еще большей степени развиты в вышележащих бокситовых породах.

Там же присутствуют корродированные зерна кварца и пустоты от их выщелачивания, характерные для верхней зоны (III) коры.

В Тенизской впадине бокситы выполняют карстовые воронки в известняках докембрия, которые переслаиваются с эффузивными породами. Кора выветривания эффузивов залегает в стенках, а местами и в дне воронок. Продукты ее разрушения служат исходным материалом для образования бокситов.

В бокситовой пачке Софиевских месторождений (Тенизская впадина) в обломках был встречен порфирит, замещенный мелкокристаллическим гиббситом. Эта находка свидетельствует о глубокой переработке пород в коре выветривания в сторону накопления в ней свободного глинозема.

Не касаясь здесь вопросов генезиса казахстанских бокситов, отметим еще раз их приуроченность к областям развития коры выветривания. В пределах этих областей бокситоносные породы связаны с наиболее интенсивно измененными породами коры выветривания линейного типа. Последняя развивается в крутых крыльях складок палеозойских и докембрийских пород на контакте карбонатных пород с песчано-сланцевыми или эффузивными.

Эти положения можно считать поисковым критерием на бокситы.

ЛИТЕРАТУРА

- Барбашинова В. Н. К стратиграфии мезозойских отложений Тургайской впадины на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2, 1954.
- Барбашинова В. Н. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений северной части Тургайской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, вып. 1, сер. геол. № 1, 1956.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. Науч.-исслед. ин-та геол. и мин., вып. 7, 1934.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. В кн. «Бокситы», т. 1, ч. 1. М. — Л., ОНТИ, Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 110, 1937.
- Бер Н. Г. Геологические исследования в верхней части бассейна Тобола. Изв. Всес. геол.-развед. объединения, 1932, вып. 90.
- Бойцова Е. П., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология и перспективы бокситоносности юго-западной части Тургайского прогиба. В кн.: «Бокситы. их минералогия и генезис», М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бойцова Е. П. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та., 1955, 5.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе бокситов. В кн.: «Материалы по литологии». М., 1946 (Мат. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 3/7).
- Бушинский Г. И. 1. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. 2. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Быков Г. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Атысарского района. Тр. Всес. геол.-развед. объединения, вып. 283, 1933.
- Вахрамеев В. А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского края. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1948.
- Великовская Е. М. Бокситы Северо-Восточного Казахстана. В кн.: «Бокситы», т. 1, ч. 2. М., 1936 (Ср. Научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3).
- Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины (басс. р. Ащутасты-Тургай). В кн.: «Бокситы», т. 4, М., 1939 (Тр. Науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 151).
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 1, вып. 2, Л., ОНТИ, 1934.
- Вернадский В. И. Биогеохимическая роль алюминия и кремния в почвах. Докл. АН СССР, 1939, 21, № 3.
- Виноградов А. Н., Бойченко Е. А. Разрушение каолина диатомовыми водорослями. Докл. АН СССР, 1942, 27, № 4.
- Волков А. Н. Бокситы Казахстана и их генезис. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд. АН СССР, 1958.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания, минералы и месторождения полезных ископаемых. В кн.: «Юбилейный сборник, посвященный 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции», ч. 2, М. — Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. Вопросы петрографии и минералогии. Т. 11. Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург И. И., Витовская И. В. Разъедание кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изв. АН СССР, 1951.
- Гинзбург И. И. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 80, сер. Уральск. комп. эксп. АН СССР (№ 1), 1946.
- Гончаров В. В. К минералогии и генезису «сухаря». Тр. Ломоносов. ин-та АН СССР, мин. сер., вып. 10, 1937.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. М., Металлургиздат, 1952.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. Бокситы, их минералогия и генезис. М., изд. АН СССР, 1958.
- Гуляева Л. А. Геохимические показатели окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования морских терригенных отложений. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 6.
- Заклинская Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба (верховья р. Тургай, Амангельдинский район). Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, изд. АН Каз. ССР, 1947.
- Коржинский Д. С. Связь богатых руд Кривого Рога с процессами коры выветривания. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Ларишев А. А. Об ископаемых остатках древесины из пестроцветных глин района Амангельды Тургайской впадины. Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- Лисицына Н. А. О коре выветривания осадочных пород девона и карбона в северо-западном Казахстане. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
- Лисицына Н. А. Некоторые особенности накопления континентальных бокситов Казахстана. Докл. АН СССР, 1956, 111, № 2.
- Лисицына Н. А. О замещении кварца гипситами. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Лисицына Н. А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Лисицына Н. А. Об условиях залегания кайнозойских континентальных бокситов западной части Казахского нагорья. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., изд. АН СССР, 1958.
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 141, сер. геол. (№ 58), 1953.
- Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., изд. АН СССР, 1956.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 95, сер. петрогр., 1948 (№ 29).
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Л., изд. АН СССР, 1934.
- Пonomarev Д. Д. Зависимость месторождений некоторых полезных ископаемых от типа выветривания. Изв. Каз. АН СССР, сер. геол., № 8(26), 1946.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., изд. АН СССР, 1956.
- Соколова Е. И., Листова Л. П., Вайнштейн А. З. Ферросиликатные и ферросиликатные сульфатные и хлоридные системы равновесия. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 3, 1956.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Л.—М., Гостоптехиздат, 1952.
- Тюрин Б. А. Месторождения гипситами бокситов Казахстана и методика их поисков. Сб. научн. тр. Каз. горно-металлург. ин-та, вып. 14, 1956.
- Тюрин Б. А. Месторождения гипситами бокситов Амангельдинского бокситорудного района в Центральном Казахстане. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., изд. АН СССР, 1958.
- Шведов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолгиздат, 1948.
- Шлыгин Е. Д. Кора выветривания Северо-Восточного Казахстана. Проблемы сов. геол., 1936, 6, № 10.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. В кн.: «Труды Конференции по генезису железных и алюминиевых руд». М.—Л., изд. АН СССР, 1937.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья, М., 1953 (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 15(19)).
- Clarke. Data of geochemistry. U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, № 770.
- Fergusson I. A. Transformations of clay minerals in black earth and red loams of basaltic origin. Australian Journ. Agric. Research, 1954, 5.

- Harrison I. B.** The katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. London, 1933.
- Kersen I. F. van.** Bauxite deposits in Suriname and Demerara (British Guiana). Leidse geol. Medel., 1956, Deel 21, Afl. 1.
- Krauskopf K. B.** Dissolution and precipitation at silica of low temperatures. *Geochemica et cosmochemica Acta*, 1956, v. 10, № 1/2.
- Magistad O. C.** The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. *Soil. Sci.*, 1925, 20, № 3.
- Mohr E. C. G.** The soils of equatorial regions with special reference to the Netherlands East Indies. Ann Arbor, Mich., 1944.
- Okamoto G. O.T.a. Goto K.** Properties of silica in water. *Geochemica et cosmochemica Acta*, 1957, 12, № 1—2.
- Roy Ch. I.** Silica in natural waters. *Amer. Journ. Sci.*, 1945, 243, № 7.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Краткий геологический очерк северо-западной части Казахского нагорья и закономерности распространения древней коры выветривания . . .	6
Глава II. Типовые разрезы коры выветривания	14
Кора выветривания Шоиндыкульской впадины	—
Кора выветривания Тенизской впадины	42
Кора выветривания области поднятия Сарысу-Тенизского водораздела . . .	50
Глава III. О проницаемости коры выветривания для поверхностных и грунтовых вод	60
Глава IV. Условия залегания коры выветривания в связи со структурой палеозойского фундамента	63
Условия залегания коры выветривания Шоиндыкульской впадины . . .	—
Морфология площадной и линейной коры выветривания	67
Условия залегания коры выветривания Тенизской впадины	68
Глава V. Особенности состава и строения коры выветривания	71
Кора выветривания глинисто-карбонатных и песчано-сланцевых пород . . .	—
Кора выветривания эффузивных и туфогенных пород	75
Структуры и текстуры глинистых пород коры выветривания	77
Поведение органического углерода и форм железа в коре выветривания . .	80
Глава VI. Изменения минералов исходных пород в процессе формирования коры выветривания	82
Новообразованные минералы — результат воздействия наложенных процессов	87
Глава VII. О процессах формирования профиля коры выветривания	88
Глава VIII. О возрасте коры выветривания западной части Казахского нагорья . . .	90
Заключение	95
О связи бокситов с корой выветривания западной части Казахского нагорья . .	—
Литература	96

Лисицына Надежда Александровна

Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья

Отв. редактор *Г. И. Бушинский* Редактор издательства *Л. А. Романова*
Техн. редакторы *А. Сабитов* и *Л. Ш. Береславская*
Корректор *П. Я. Вольштейн*

Сдано в набор 16/VII 1959 г. Подписано в печать 11/I 1960 г. Формат бумаги 70×108^{1/16}
Печ. л. 6,25 + 10 вклеек. Уч.-изд. л. 10,68. Тираж 1000 экз. T-01910
Изд. № 235. Инд. 5/10-6. Цена 7 р. 50 к. Зак. 1/778
Государственное научно-техническое издательство литературы по горной промышленности
ГОСГОРТЕХИЗДАТ
Москва, Грузинский вал, д. 35

Ленинградская типография Госгортехиздата, Ленинград, ул. Салтыкова-Щедрина, 54

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
19 41.	10 сверху 11 снизу	В. А. Тюрина Г. А. Добролюбовой	• Б. А. Тюрина Т. А. Добролюбовой

Н. А. Лисицина.

STAT

Page Denied

**Е. М. СМЕХОВ, И. И. ГОРЮНОВ,
и Е. С. РОММ**

**ОПЫТ
МЕТОДИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ
НЕФТИ И ГАЗА И ПУТИ ИХ
ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ**

**ГОСТОПТЕХИЗДАТ
1959**

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

Выпуск 144

Е. М. СМЕХОВ, И. И. ГОРЮНОВ
и Е. С. РОММ

ОПЫТ
МЕТОДИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ
НЕФТИ И ГАЗА И ПУТИ ИХ
ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1959

В книге рассматриваются данные методические исследования трещинных коллекторов, произведенных в некоторых районах СССР.

Излагается также опыт этих исследований методами промысловой геофизики и анализ данных фильтрации нефти и газа в скважину через систему трещин пласта-коллектора.

Книга рассчитана на геологов и инженеров-нефтяников.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования трещинных коллекторов, как известно, ведутся с недавних пор. В связи с возрастающей ролью этого типа пласта-коллектора в добыче нефти и газа как в СССР, так и за рубежом, представляется очень важной разработка методики подобных исследований.

Во ВНИГРИ такие исследования ведутся с 1955 г. Некоторые результаты этих работ были уже опубликованы («Геология нефти», 3, 1958; Труды ВНИГРИ, вып. 121, 1958 и вып. 132, 1959).

Весьма важным является вопрос о внедрении в практику методики указанных исследований, что должно способствовать решению тех задач, которые поставлены перед нефтяной промышленностью планом работ на текущую семилетку.

В настоящей книге приведены новые сведения, касающиеся методики исследований трещиноватости горных пород в связи с определением их коллекторских свойств, и данные применения их на практике.

В I разделе изложены современное состояние изученности проблемы трещинных коллекторов и вопросы терминологии, имеющие важное значение при рассмотрении роли фактора трещиноватости для пласта-коллектора. По результатам методических исследований макро- и микротрещиноватости устанавливается ряд закономерностей, имеющих важное практическое значение. Выводы эти, основанные на признании ведущей роли микротрещин в фильтрации флюидов, иллюстрируются многочисленными примерами по ряду месторождений нефти и газа (раздел I написан Е. М. Смеховым). Раздел II содержит результаты опыта изучения трещинных коллекторов методами промышленной геофизики (написан И. И. Горюновым). По этим данным предлагается для целей ориентировки разведочного бурения с трещинным типом коллектора нефти и газа производить изучение изменения среднего сопротивления по картам изоом. Внедрение этого метода в настоящее время производится в некоторых районах при интерпретации промыслово-геофизических материалов для подобного типа коллектора.

В разделах III и IV рассматриваются некоторые вопросы, связанные с фильтрационными свойствами трещиноватых пород

(разделы III и IV написаны Е. С. Роммом). В частности, установлено, что анализ притока газа в скважину в условиях трещинного пласта-коллектора показал, что турбулентный режим движения газа в трещиноватой породе резко влияет на форму кривой продуктивности скважин. Этот вывод основан на том, что процесс притока газа в скважину рассматривался через сетку вертикальных взаимно-перпендикулярных трещин, представляющих собой определенные системы трещин, наличие которых установлено визуальными наблюдениями.

При оценке параметров так называемой искусственной трещиноватости в процессе гидроразрыва произведенным исследованием доказано, что диапазон раскрытия трещин на глубине колеблется в пределах от десятков микронов до 200 мк и что именно этот диапазон существенно влияет на увеличение коэффициента продуктивности скважин.

Публикуемые данные по методике изучения трещинных коллекторов должны найти скорейшее применение в практике геологоразведочных работ.

1. ПРОБЛЕМА ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА И СОСТОЯНИЕ ЕЕ ИЗУЧЕННОСТИ В СССР

Во многих странах мира при поисках и разведке, а также при разработке новых месторождений нефти и газа все чаще приходится сталкиваться с приуроченностью залежей к трещинным коллекторам. Уже с давних пор многими исследователями указывались связи между интенсивностью трещиноватости и количеством нефти. Антиклинали рассматривались как участки наибольшего натяжения, с которыми связывается интенсивная трещиноватость, необходимая для образования пористого пространства и т. д. Некоторые из подобных месторождений давно находятся в разработке, но должную оценку коллекторских свойств продуктивных горизонтов они получили лишь значительно позднее.

Известно, например, что нефтеносные трещиноватые сланцы мела месторождения Флоренс Каньон-Сити в Колорадо и трещиноватые монтерейские роговики ряда месторождений в Калифорнии находятся в эксплуатации более полувека. До самого последнего времени полагали, что в продуктивных толщах этих месторождений имеются горизонты нормальнопористых (гранулярных) пород, которые и являются коллекторами нефти.

В Бухушской нефтеносной впадине Румынской Народной Республики долгое время не допускали, что промышленные притоки из скважин могут быть связаны с трещиноватыми песчаниками свиты клива менилитовой серии. Здесь также полагали, что в разрезе этих плотных непроницаемых пород должны быть горизонты рыхлых песчаников, являющихся пластами-коллекторами.

Такие же мифические пласты-коллекторы с нормальнопористыми породами предполагали во всех случаях, когда возникали затруднения при поисках гранулярных коллекторов среди плотных, плохо пористых и низкопроницаемых пород.

В СССР, например, поиски слабосцементированных песчаников на нефтяных месторождениях Предкарпатья увенчались открытием лишь 2—3 пачек, с проницаемостью от 2 до 26 мд, малой мощности таких пород, залегающих линзообразно только на сводах некоторых антиклиналей. Между тем, основные промышленные притоки нефти (с первоначальным дебитом от 200 до

400 *т/сутки*) были получены за пределами сводов из низкопроницаемых ($<1,0$ *мд*) песчаников, алевролитов и аргиллитов, которыми сложены на месторождениях Долина, Битков, Борислав и других продуктивные толщи той же менилитовой серии, что и в Румынии.

Исследованиями объединения «Укрнефть» (П. К. Гурьба и др.) сейчас уже доказано для этих месторождений, что ведущую роль здесь в фильтрационных свойствах коллектора имеет трещиноватость. Так, проницаемость пород пласта-коллектора, исчисленная по данным обработки промысловых данных, оказалась равной 15—35 *мд*, тогда как гранулярная проницаемость их, как правило, менее 1,0 *мд*.

Такие же результаты сравнения данных о гранулярной проницаемости пород трещинного пласта-коллектора и значений проницаемости, определенных при анализе кривых восстановления давления и коэффициентом продуктивности скважин получены для ряда месторождений СССР (Быстрианское — Минусинский район, Осинское — Иркутский район, Малышевское — Ишимбаевский район, Карабулакское — Грозненский район, Сарыташ — Бухарский район) и за рубежом (КНР, США и др.).

В настоящее время уже нет каких-либо сомнений в том, что промышленные притоки нефти и газа, получаемые из плотных непроницаемых пород (как терригенных, так и карбонатных), связаны с влиянием фактора трещиноватости.

Особенно существенна роль трещиноватости для карбонатных пород-коллекторов. Почти во всех нефтеносных карбонатных коллекторах фильтрационные свойства их обычно так или иначе связаны с трещиноватостью. В настоящее время во всем мире уже насчитываются многие десятки месторождений и сотни залежей нефти и газа, коллекторские свойства карбонатных пород которых определяются фактором трещиноватости. Сводка этих данных по некоторым месторождениям, как известно, опубликована в книге А. И. Леворсена [1954] и в статье автора [Смехов, 1957].

Укажем на некоторые месторождения нефти и газа, обладающие трещинными коллекторами в терригенных породах.

1. Санта-Мария (Калифорния) — кремнистые сланцы формации Монтерей миоцена. Нефть.
2. Спраберри (Западный Техас) — сланцы, аргиллиты и алевролиты перми. Нефть.
3. Вудгул и Тускарора (Нью-Йорк) — песчаники формации Орискани нижнего девона. Газ.
4. Месторождения центральной части впадины Сычуань в КНР (Нанчунь, Лунъюйсы, Хэчуань, Иншань и др.) — сланцы, алевролиты и песчаники лянгаошанского горизонта верхней юры. Нефть.
5. Порт-Шанталь, Озурц и Порт-Клерет (Африка) — глинистые сланцы эоцена. Нефть, газ.

6. Флоренс (Колорадо) — сланцы формации Пьер мела. Нефть.

7. Долина, Битков, Борислав и др. (Западная часть Украины, СССР) — песчаники, алевролиты эоцена. Нефть.

8. Быстрианское и др. (Минусинский район, СССР) — песчаники, алевролиты, аргиллиты илеморовской свиты среднего девона. Газ, нефть.

9. Осинское и др. (Иркутский район, СССР) — песчаники мотской и ушаковской свит нижнего кембрия. Газ, нефть.

Именно подобные месторождения нефти и газа, пласты-коллекторы которых представлены плотными, почти непроницаемыми и слабопроницаемыми песчаниками, алевролитами и сланцами, вызывали и продолжают и в настоящее время пока вызывать сомнение о преобладающей роли в них фактора трещиноватости. Кажется парадоксальным, что плотные породы могут давать промышленные притоки нефти и газа, а потому в ряде случаев ведутся бесплодные поиски мифических горизонтов нормальнопористых песчаников, что может только задержать разведку и разработку месторождений.

Среди месторождений нефти и газа, связанных с трещинными коллекторами, наиболее широко распространены таковые с карбонатными пластами-коллекторами.

В настоящее время почти во всех ведущих нефтяных районах Земного шара известны такие месторождения. Роль трещиноватости как фактора, способствующего фильтрации нефти и газа из известняков, доломитов и мергелей, уже не оспаривается. Ошибочными являются лишь некоторые взгляды ряда геологов на характер трещиноватости и недооценка роли микротрещин в фильтрации флюидов. Неправильные представления о структуре пласта-коллектора в карбонатных породах в основном имеют то же происхождение, что и для плотных, непроницаемых терригенных пород. В последнем случае это приводит к поискам отсутствующих в разрезе нормальнопористых песчаников, а в разрезе карбонатных пород — известняков и доломитов с гранулярным строением, обладающих поровым пространством, типичным для алевролитовых пород.

Естественно, что наличие гранулярного (подобно песчаному) коллектора в карбонатной породе значительно облегчает задачу определения нужных параметров по подсчету запасов. Однако подобное поровое строение известняков и доломитов является не очень широко распространенным явлением. Наиболее частым случаем является такая структура карбонатной породы, когда поровые пространства оказываются связанными между собой микротрещинами в систему сообщающихся сосудов.

К числу выдающихся месторождений нефти и газа с трещинными коллекторами в карбонатных породах принадлежат следующие.

1. Месторождения Масджид-и-Сулейман, Хафт-кел, Ага-Джар и др. (Юго-Западный Иран). Известняки формации Асмари (нижний миоцен — верхний олигоцен). Нефть.
2. Месторождение Бархат и др. (США, Западный Техас). Доломиты формации Элленбургер (кембро-ордовик). Нефть.
3. Месторождения Эбано-Пануко (Мексика). Известняки формаций Тамасулипас и Сан-Фелипс (мел). Нефть.
4. Месторождения Ледюк и Турнер-Вилей (Канада). Известняки и доломиты (девон). Нефть.
5. Месторождения Мара и Ла-Плас (Западная Венесуэла). Известняки (мел). Нефть.
6. Месторождения Лунчан и др. (КНР, южная часть Сычуани). Известняки триаса и перми. Газ.
7. Месторождения Сарыташ-Караулбазар и Джаркак (СССР, Бухара). Известняки (верхняя юра). Газ и нефть.
8. Месторождения Карабулак, Селли и Гаша (СССР, Северный Кавказ). Известняки (мел). Нефть.
9. Месторождение Осинское (СССР, Иркутский район). Доломиты (нижний кембрий). Газ и нефть.
10. Месторождения Татарии и Башкирии (СССР). Известняки и доломиты (пермь, карбон). Нефть.
11. Месторождения Венгрии. Известняки и доломиты триаса. Нефть.

Если учесть, что фильтрационные свойства карбонатных пластов-коллекторов, обладающих более или менее благоприятной пористостью, во многом обязаны наличию в породах трещиноватости, то число подобных месторождений может быть значительно увеличено. В частности, высокая продуктивность знаменитых месторождений Саудовской Аравии связана с тем, что каверны и жеоды в доломитах и известняках Арабской зоны (верхняя юра) сообщаются трещинами.

В СССР многие месторождения нефти Куйбышевского Поволжья в перми, карбоне и девоне, приуроченные к карбонатным коллекторам, обладающим низкой пористостью (3—5%), дают значительные промышленные притоки нефти только благодаря развитию в этих породах трещиноватости.

Ведущее значение фактора трещиноватости в образовании промышленных залежей нефти и газа, приуроченных к пластам-коллекторам с малой пористостью и низкой гранулярной проницаемостью в настоящее время можно считать уже доказанным. Однако значение этого фактора простирается и за пределы так называемых «чистых» трещинных коллекторов (продуктивные пласты с низкими значениями пористости и проницаемости). Роль фактора трещиноватости велика как в случае с коллекторами в Саудовской Аравии и Куйбышевской области, так и для пород-коллекторов с относительно большой пористостью, но с малой межзернистой проницаемостью (например в Цайдаме, КНР). В этих случаях трещиноватость увеличивает фильтрационные

свойства коллектора. К сожалению, это пока еще не учитывается исследователями.

Недооценка фактора трещиноватости при определении коллекторских свойств пласта-коллектора нефти и газа связана с отсутствием у многих геологов должного представления о роли трещин в установлении продуктивности пласта. Известные в настоящее время данные о роли микротрещин в фильтрационных свойствах пород многим кажутся парадоксальными и выходят за рамки привычных традиционных представлений. Так, например, во всех геологических учебниках указывается на то, что если пористость породы менее 10% и проницаемость ее исчисляется десятками или единицами миллидарси, порода не может являться коллектором нефти и газа. По таким издавна привитым «критериям» ранее браковались многие районы, впоследствии оказавшиеся перспективными, не взирая на низкие значения пористости и проницаемости.

Необходимо определить понятие термина «трещиноватость» в связи с той ролью, какую она имеет для установления коллекторских свойств горной породы, ибо среди геологов существуют самые разноречивые представления об этом термине.

Некоторые геологи под трещиноватостью горных пород понимают всю широкую гамму разрывных деформаций в земной коре, включая большие (разломы, надвиги) и малые (сбросы, взбросы) разрывы со смещением слоев друг относительно друга. Другие же под трещиноватостью понимают не только указанные виды деформации слоев, но также и мелкую трещиноватость без видимого смещения слоев.

В геологической литературе возможно встретить указания на то, что трещиноватостью именуют также и кливаж, что, как известно, является синонимом сланцеватости. Зачаточные явления трещиноватости различаются в стадии эпигенеза, на начальном этапе метаморфизма горной породы, при процессах вторичного ее преобразования, связанных с растворением вещества и кристаллизацией минеральных новообразований.

Нетрудно видеть, что в категорию понятия трещиноватости входят разрывные деформации в породах земной коры самого различного масштаба и происхождения. В нашу задачу не входит систематизация и определение всех существующих видов разрывных деформаций в земной коре. Укажем лишь, что роль разломов, надвигов, сбросов и взбросов для образования и формирования коллекторов нефти и газа весьма ограничена, так как эти виды трещиноватости не могут существенно влиять на структуру пласта-коллектора и иметь какое-либо значение для пористости и проницаемости его.

Совсем иначе обстоит дело с микротрещиноватостью. Ее роль для коллекторских свойств нефтегазоносного пласта по существу оценена лишь совсем недавно. Исследования, проведенные в СССР за последние годы (ВНИГРИ и др.), показали, что микротре-

щины с раскрытостью от 0,1 до 0,01 мм обладают удовлетворительными фильтрационными свойствами, обеспечивающими промышленные притоки нефти и газа к забоям скважин.

Именно такие трещины — микротрещины — широко и повсеместно развиты во всех литологических разностях горных пород, в том числе и в изверженных породах. В одних литологических типах пород микротрещины развиты менее интенсивно, в других — они распространены более широко. Благодаря совокупности влияния тектонического и литологического факторов (роль первого из них еще недостаточно выяснена) зоны интенсивной трещиноватости (с благоприятными коллекторскими свойствами) занимают определенное положение и на структуре (в пространстве).

Такой тип трещин, свойственный всем горным породам в любых геологических условиях, будь то платформенных или складчатых, целесообразно именовать трещиноватостью, как мы его и называем.

Разломы, надвиги, сбросы и взбросы и другие подобные разрывы — это категории разрывных дислокаций, за которыми должны быть сохранены их подлинные наименования, очень удачно отражающие их содержание. С трещиноватостью, описанной выше, эти разрывы имеют мало общего, хотя известные связи между ними существуют. Останавливаться на обсуждении этих связей мы, к сожалению, здесь не имеем возможности.

При изучении трещиноватости как фактора, влияющего на фильтрационные свойства коллектора, нам приходится применять термины «макро- и микротрещиноватость». Макротрещинами мы именуем трещины, наблюдаемые невооруженным глазом; микротрещинами — трещины, различаемые в основном в шлифах под микроскопом. Разумеется, как макро-, так и микротрещины имеют много общих генетических и морфологических связей; макротрещины по существу представляют собой те же микротрещины, но раскрытые на дневной поверхности или вблизи ее (на небольших глубинах) процессами эрозии. Их раскрытость и густота обусловлены главным образом литологическим фактором. Указанные подразделения трещиноватости на макро- и микротрещины, конечно, не исчерпывают всего многообразия трещиноватости. Однако для практических целей они оказались вполне приемлемыми.

В литературе иногда применяются термины — «трещины отдельностей», «трещины отрыва», «трещины выветривания» и др. Подобные термины представляют собой категорию понятий, характеризующих влияние трещин на горную породу в различных условиях его проявления. Так, трещины отдельности должно означать, что трещинами горная порода рассечена на отдельности (параллелепипедальной, прямоугольной и других форм). Трещины отрыва — вдоль одной из стенок трещин произошел отрыв породы и т. д. Все эти «трещины», конечно, ничего общего не имеют с той трещиноватостью горных пород, которую мы рассматриваем.

В СССР и КНР в последние годы получила применение методика исследования коллекторских свойств пород, основанная на комплексном изучении трещиноватости как макро-, так и микротрещин. Исследования макротрещин ведутся преимущественно на структурах, где начато разведочное бурение, методами полевых наблюдений с последующей статистико-графической обработкой полученных данных, по которым вычисляются ориентировки основных систем трещин, их густота и распределение по элементам структуры. Результатом этого этапа исследований служат карты и профили трещиноватости для различных литологических разностей пород (известняки, аргиллиты, песчаники), обнаженных на поверхности. На картах и профилях отражены максимумы интенсивности (густоты) макротрещиноватости.

Литолого-петрографические исследования этих же пород (в шлифах под микроскопом) обычно показывают совпадение данных о густоте макро- и микротрещин для одних и тех же литологических типов пород, свидетельствуя о генетических связях между этими трещинами.

Практическое значение полученных данных заключается в том, что в соответствующих геологических условиях (отсутствие значительных несогласий в разрезе осадочного комплекса) они могут быть перенесены (транспортированы) на глубину. Опыты таких исследований в СССР (Осинское месторождение в Иркутском районе) и КНР (месторождение Пэнлайчжень в Сычуани) показали, что максимумам интенсивности трещиноватости, отраженным в породах на дневной поверхности, соответствуют зоны интенсивной густоты микротрещин на глубине (более 1000 м).

По результатам этих исследований, основанных на массовой статистико-графической обработке многочисленных данных наблюдений трещиноватости, проведенных в различных геологических условиях (складчатые и платформенные районы), установлены следующие закономерности.

1. Региональный характер ориентировки трещин в целом не зависит от направлений простираний отдельных структур (юго-западные отроги Гиссарского хребта, южная часть Сибирской платформы). В пределах локальных поднятий трещиноватость часто приобретает направления, согласующиеся с простиранием пород, как бы обтекая структуру.

2. Имеет место унаследованность ориентировки основных систем трещиноватости от более древних пород к более молодым для значительной части осадочного покрова, даже в условиях наличия перерывов между отдельными его стратиграфическими подразделениями. Такие примеры совпадения простирания трещиноватости известны для хребта Кугитанг в породах мела и юры и юры и палеозоя, разделенных перерывами; для северо-западной части Донбасса в мелу и юре; для южного крыла Подмосковского бассейна в визе и намюре; для Русской платформы в породах казанского и кунгурского ярусов и в ряде других районов.

3. Преобладает вертикальная (относительно слоистости пород) ориентировка трещиноватости и широкий диапазон ее простирания, выходящий за пределы видимости (трещиноватость сечет толщу различных по литологическому составу пород).

4. Зоны интенсивной трещиноватости (максимумы) чаще приурочены к крыльям и периклиналям поднятий, что нередко согласуется с характером распределения дебитов и пластовых давлений.

Указанные закономерности позволяют заключить, что трещиноватость горных пород по своему происхождению имеет относительно более древний возраст, чем все иные типы деформаций. По времени заложения трещиноватость, видимо, относится к наиболее раннему периоду дислоцированности горных пород. Во все последующие этапы геологической истории трещиноватость не меняла в основном своей ориентировки, направление которой было тесно связано с простиранием наиболее крупных тектонических элементов на более раннем этапе их заложения.

Случаи обтекаемости отдельных структур и, наоборот, пересечения их направлениями трещиноватости пород представляют собой местные отклонения в простираниях трещин.

Для оценки коллекторских свойств трещиноватых пород непосредственное значение имеет вертикальная (или близкая к ней) ориентировка (относительно слоистости) трещиноватости; что способствует миграции нефти и газа в проницаемые зоны (горизонты) трещиноватых пород. Частая приуроченность зон интенсивной трещиноватости (и горизонтов с трещинными коллекторами) к элементам структур, удаленных от свода, указывает на первостепенную важность литологического фактора.

Роль литологического фактора в образовании трещиноватости, условий ее распространения и образовании трещинного коллектора нефти и газа исключительно велика. Если тектонический фактор можно рассматривать как причинное явление образования трещиноватости, то все характеристики, связанные с ее распределением как по разрезу рассматриваемых пород, так и по площади, с ее интенсивностью, морфологическими особенностями и коллекторскими свойствами, почти целиком обязаны литологии.

Литолого-петрографическими исследованиями многих исследователей как за рубежом, так и в СССР, давно было установлено наличие в горных породах микротрещин. Однако большое значение для познания коллекторских свойств трещиноватой породы им стали придавать лишь в последние годы. В США этим литологическим исследованиям, как известно, была посвящена работа Вальдшмидта [1956], а в СССР на эту тему была опубликована в 1955—1958 гг. целая серия подобных работ, указывавших на широкое развитие микротрещин, главным образом в карбонатных породах, и их роль в образовании трещинного коллектора.

Укажем на один лишь пример, свидетельствующий о важности для практики связи литологии с микротрещинами. Так, в СССР,

в Волго-Уральской нефтеносной области, залежи нефти и газа содержатся в карбонатных коллекторах карбона и перми. Для этих пород справедливо считается, что наилучшие условия для аккумуляции нефти и газа оказываются у поверхностей стратиграфических несогласий. Однако здесь не учитывалась роль микротрещин, из-за чего должного объяснения не получало наличие непродуктивных участков в зонах контуров нефтеносности и газоносности, тогда как значения пористости доломитов и известняков были везде более или менее одинаковыми. В. И. Троепольский [1956], изучавший оолитовые и доломитизированные известняки среднего и верхнего карбона Татарии, правильно заключил, что поры и каверны этих пород и полости фораминифер сообщаются микротрещинами, и там, где они отсутствуют, проницаемость этих пород ничтожна.

Исследованиями ВНИГРИ, а с 1957 г. ГрозНИИ и другими научно-исследовательскими организациями в СССР, а также в КНР (Чендуский нефтяной научно-исследовательский институт МНП) по многим нефтеносным районам, где изучалась трещиноватость горных пород, установлено в них широкое распространение микротрещин, раскрытость которых колеблется от 5 до 200 мк.

По результатам этих исследований микротрещины классифицированы по раскрытости, густоте распространения, степени выполнения (залеченность) и характеру заполняющего вещества, по форме, характеру взаимопересечения и другим признакам.

Указанными литолого-петрографическими работами установлено, что в общем случае относительно наибольшей трещиноватостью (макро- и микротрещины) обладают в порядке убывания доломиты, известняки, соли, затем сланцы, мергели, аргиллиты, алевролиты и песчаники. Эту последовательность нельзя, однако, принять общераспространенной, так как вследствие различного влияния фактора трещиноватости и вторичных процессов растворения и перекристаллизации интенсивность трещиноватости может возрастать в указанных породах в ином порядке. Так, например, густота трещиноватости (количество трещин на 1 м) в известняках среднего девона Южно-Минусинской впадины исчисляется в среднем 10—20 трещинами на 1 м, тогда как в верхнемеловых известняках Грозненской нефтеносной области (Карабулак) густота колеблется от 14 до 33 трещин на 1 м. Известны случаи, когда густота макротрещин в сланцах и глинистых породах возрастает почти в 10 раз по сравнению с песчаниками, часто перемежающимися с ними в разрезе (верхнеюрские отложения центральной части Сычуани в Китае).

Замечено также, что одни и те же литологические разности пород, но занимающие различное стратиграфическое положение в разрезе, в спокойных тектонических условиях обладают не только сходной густотой макротрещин, но и одними и теми же

основными системами трещин. Эта же закономерность усматривается и для микротрещин в тех же породах при наблюдениях в шлифах под микроскопом, изготовленных по образцам керна в сечениях, параллельных и перпендикулярных относительно слоистости.

Опыт литолого-петрографических исследований показал, что для определения фильтрационных свойств трещиноватых пород должны быть привлечены в первую очередь данные о раскрытости микротрещин, их густоте и взаимопересеченности. Взаимопересеченность микротрещин указывает на их относительный возраст. Изученный в СССР и Китае большой фактический материал (более 10 тысяч шлифов) позволяет заключить, что самыми «молодыми» из трещин являются открытые микротрещины, по стенкам которых наблюдаются иногда примазки жидкого нефтяного битума. Эта группа микротрещин обычно является преобладающей. Ко второй, более поздней генерации группы микротрещин принадлежат трещины или заполненные местами желтым (мягким) битумом нефтяного ряда, или местами (Сычуань, КНР) в смеси с глинистыми минералами.

Обе указанные группы микротрещин в различных условиях их проявления по признакам отнесения их к более поздней генерации, наличия в них следов жидкого нефтяного битума и по морфологическим характеристикам, свидетельствующим об их «коренном» происхождении, участвуют в фильтрации нефти и газа в трещиноватой породе и учитываются при исчислении ее трещинной проницаемости.

Значительные недоразумения при оценке роли фактора трещиноватости малопористого и низкопроницаемого пласта-коллектора нефти и газа, как мы уже указывали, вызывают неправильные представления о коллекторских его свойствах. В связи с этим остановимся на некоторых новых понятиях, которыми необходимо пользоваться при рассмотрении этого вопроса. При обсуждении коллекторских свойств трещиноватой породы необходимо различать пористость гранулярную, обусловленную наличием пор между зернами, и пористость трещинную, определяемую объемом трещин, секущих породу. Нашими исследованиями, так же как и многими другими, установлено, что величина трещинной пористости обычно не превышает 0,1—1%. Такие малые значения трещинной пористости объясняются малыми раскрытиями трещин, которые на глубине в 1000 м, как правило, не превышают 100—200 мк. Естественно, что трещинная пористость всегда будет меньше гранулярной. Таким образом, трещинная пористость любой трещиноватой породы не может приниматься в расчет при исчислении емкости трещинного коллектора.

Проницаемость трещиноватой породы, так же как и ее пористость, необходимо рассматривать как трещинную, так и гранулярную. Как известно, проницаемость горной породы является фильтрационной характеристикой среды и не зависит от вида

и расхода флюида и от перепада давлений. Трещинная проницаемость представляет собой проницаемость породы, обусловленную наличием в породе трещин, тогда как гранулярная проницаемость обусловлена только наличием пустот и каналов между зернами породы.

Гидродинамические условия движения жидкости и газа по трещинам принципиально отличаются от условий фильтрации в пористой среде и определяются формулой

$$K_r = 8,5 \cdot 10^6 b^2 m_r,$$

где b — раскрытость трещины;

m_r — коэффициент трещинной пористости.

Так как многими исследователями доказано, что гранулярная проницаемость трещиноватых пород редко превышает 0,1 мд, можно заключить, что трещинная проницаемость всегда будет больше первой. Этот вывод хорошо согласуется с данными, полученными по исследованию микротрещин в различных нефтеносных и газоносных районах СССР и КНР. В различных литологических разностях (сланцы, известняки, доломиты, алевролиты, песчаники) трещинная проницаемость достигает значений 15—40 мд, что фактически и обуславливает притоки флюидов к забоям скважин.

Из указанного выше нетрудно видеть, что в определении коллекторских свойств трещиноватых пород решающее значение имеет трещинная проницаемость, обеспечивающая фильтрацию нефти и газа в скважины, а также межзернистая (гранулярная) пористость этой породы, которая определяет емкость породы-коллектора, рассеянной трещинами.

Таким образом, можно заключить, что трещиноватость не влияет на пористость (емкость) пласта-коллектора, а лишь играет существенную роль в процессах фильтрации флюида. Это первый очень важный вывод, который должен рассеять многие неправильные толкования роли трещиноватости в определении коллекторских свойств горной породы.

Исследованиями гидродинамики трещинного потока, проведенными в СССР (ВНИГРИ), установлена зависимость между коэффициентом продуктивности скважины и величиной раскрытия и густоты микротрещин. При этих исследованиях рассматривались системы вертикальных взаимно-перпендикулярных трещин (наиболее распространенных), равноотстоящих друг от друга, и сетка трех систем — двух вертикальных и одной горизонтальной (чаще развитых в сланцах).

Визуальными исследованиями микро- и макротрещиноватости доказано сходство природных условий с представлениями, принятыми при указанном гидродинамическом анализе, что позволяет пользоваться найденными по формуле величинами трещинной проницаемости для сравнительного анализа с данными, полученными при испытании скважин.

Существенные поправки должны быть внесены в широко распространенные представления о допустимых значениях гранулярной проницаемости и пористости трещинного пласта-коллектора. Достаточно хорошо известно, что пористость таких пород-коллекторов весьма мала и редко превышает 1—6%. Между тем именно из таких пород по многим месторождениям были получены промышленные притоки нефти и газа.

Такое, казалось бы, парадоксальное явление может быть объяснено лишь своеобразным механизмом отдачи нефти и газа трещинным коллектором, заключающимся в том, что дренирование и фильтрация флюида происходит раздельно в двухэтапной системе. Первый этап — дренирование нефти (газа) из породы пласта-коллектора в трещины, а во втором этапе осуществляется фильтрация ее в скважину по системе трещин.

Произведенные расчеты показывают, что при относительно широкой площади фильтрации трещин низкие значения пористости (и гранулярной проницаемости) не могут служить препятствием для получения значительных дебитов нефти и газа из трещиноватых пород. Так, при $R_k = 200 \text{ м}$, $K_{\text{мемб}} = 0,1 \text{ мд}$, $h = 10 \text{ м}$, $L = 5 \text{ см}$, $\mu = 10 \text{ сП}$ и разницей между давлениями в породе и трещине в $0,001 \text{ ат}$ пласт-коллектор может отдавать в систему трещин $150\text{—}200 \text{ м}^3/\text{сутки}$.

Таким образом, можно заключить, что в условиях наличия трещинного коллектора должны быть пересмотрены существующие представления об общепринятых коэффициентах нефтеотдачи. Это является вторым важным выводом, указывающим на важность учета фактора трещиноватости.

Важной проблемой является разработка методики определения проницаемости трещиноватых пород. Как известно, для этой цели широко применяется метод пропускания газа через образец трещиноватой породы в аппарате типа Келтона. Многочисленные определения проницаемости подобным методом, даже в усовершенствованном его виде, проведенные в СССР (ВНИГРИ), показали, что в случае трещиноватых пород он может быть использован только при условии, если высота (длина) цилиндрического образца в несколько раз (3—4) превышает его диаметр. Условие это, разумеется, резко ограничивает возможности его использования, если к тому же учесть, что из трещиноватого пласта-коллектора в скважинах часто поднимают обломки керна.

После настойчивых поисков нового метода определения проницаемости трещиноватых пород на малых образцах в СССР во ВНИГРИ в последние годы (1956—1957) разработана методика определения трещинной проницаемости и пористости, основанная на визуальном исследовании микротрещин и окружающей среды породы в больших (площадью $15\text{—}25 \text{ см}^2$) шлифах под микроскопом.

Сущность этого нового метода заключается в применении известной формулы проницаемости и пористости трещиноватых

пород П. Дж. Джонса [1947] и Ф. И. Котяхова [1956]. Эти формулы преобразованы Е. С. Роммом [1958] для случая исследований трещинной проницаемости в шлифах под микроскопом:

$$K_r = \frac{1,05 \cdot 10^{10} b^2 \cdot l^*}{S},$$

$$m_r = \frac{0,63 \cdot b \cdot l}{S},$$

где K_r — трещинная проницаемость, *дарси*;
 m_r — трещинная пористость (доли единицы);
 b — раскрытость микротрещин, измеренная в шлифе, *см*;
 l — длина микротрещин в шлифе, *см*;
 S — площадь шлифа, *см²*.

Так как этот метод является статистическим, то естественно, что для получения данных, близких к объективным, необходимо исследование возможно максимального количества образцов, что может быть соблюдено только в условиях новых разведочных и оценочных скважин.

Сравнительное сопоставление значений трещинной проницаемости, полученных методом шлифов, с данными результатов обработки промышленного материала (кривые восстановления давления и продуктивности скважин), произведенное по ряду месторождений СССР и КНР, показало удовлетворительное их совпадение. Такие данные были получены по месторождениям Грозненского, Бухаро-Хивинского, Ишимбаевского, Иркутского и Минусинского нефтеносных районов и провинции Сычуань в КНР.

Так, например, по месторождению Карабулак (Грозненский район) значения проницаемости продуктивных трещиноватых известняков верхнего мела (скв. 30), определенные указанными методами, колеблются от 1,5 до 3,4 *мд* (80 *т/сутки* нефти), от 3,2 до 3,7 *мд* (30 *т/сутки* нефти). По месторождению Караул-Базар (Бухарский район) эти колебания значений проницаемости в верхнеюрских трещиноватых карбонатных коллекторах выражаются от 1,0 до 1,7 *мд* (дебит 300 000 *м³/сутки* газа).

В настоящее время указанный способ определения трещинных проницаемости и пористости методом шлифов получает в СССР и в КНР широкое применение в тех газонефтяных районах, где развиты трещинные коллекторы.

Одним из важных параметров трещиноватости горных пород является густота трещин. Для исчисления величины густоты макротрещин Е. Н. Пермяковым [1953] был вначале предложен метод «графика квадрата». Согласно этому методу, густотой макротрещин являлось количество трещин, секущих квадрат, деленное на его площадь. При этом, однако, выяснилось, что количество трещин, подсчитываемых на квадрате, существенно

* Для двух взаимно-перпендикулярных систем равноотстоящих друг от друга трещин.

зависит от угла их падения, а также от угла между экспозицией обнажения и простираанием трещин, что не учитывалось этой методикой. Так, в частности, даже при значительной растресканности горной породы при угле падения трещин, близком к нулю, квадрат пересекут единичные трещины.

В последующем была установлена целесообразность определения истинной густоты макротрещин по методу, основанному на решении задачи о кратчайшем расстоянии между двумя плоскостями. По этому методу число трещин исчисляется на единицу длины перпендикуляра, восстановленного к плоскостям трещин.

Для определения густоты микротрещин в шлифах под микроскопом была предложена формула

$$\frac{1}{L} = \frac{l}{2S},$$

где L — расстояние между трещинами в прямоугольной равно-
сторонней сетке;

l — длина трещин, секущих шлиф;

S — площадь шлифа.

Указанный метод основан на выведенной Е. С. Роммом формуле притока жидкости в скважину через две системы вертикальных, равноотстоящих и взаимно-перпендикулярных трещин.

$$Q = \frac{\pi b^3 h (p_k - p_c)}{6 \mu L \ln \frac{R_k}{R_c}},$$

где Q — дебит скважины;

b — раскрытость трещин;

h — мощность пласта;

μ — вязкость жидкости;

L — расстояние между трещинами в прямоугольной равно-
сторонней сетке;

$p_k - p_c$ — величина депрессии на пласт;

R_k — радиус контура питания скважины;

R_c — радиус скважины.

Этот метод позволяет определить среднее расстояние между трещинами, или обратную ему величину — густоту трещин на основании данных о длине трещин и площади шлифа, которую они секут.

В настоящее время в СССР (ВНИГРИ) ведутся исследования сопротивления системы трещин движению жидкости в скважину и определения зависимости проницаемости трещинного коллектора от раскрытия трещин и расстояния между ними. Практическое значение этих исследований заключается в том, что результаты их могут быть применены для определения проницаемости трещиноватых пород по данным, полученным в полевых условиях.

Устанавливая расстояния между трещинами по обнажениям для определенных литологических разностей пород и располагая

табличными данными об их раскрытости по данным статистической обработки шлифов для тех же пород, возможно при их удовлетворительном совпадении составить приблизительную оценку трещинной проницаемости породы. Для этой цели предлагается применять формулу

$$K_T = 8,5 \cdot 10^6 \frac{b^3}{L},$$

где K_T — проницаемость трещинная, *дарси*;
 b — раскрытие трещины, *см*;
 L — расстояние между трещинами, *см*.

Данные исследований показали, что величина раскрытости открытых микротрещин для различных литологических разновидностей трещиноватых пород сохраняется в среднем одинаковой и равна 14—15 *мк*, тогда как расстояния между ними для разных пород колеблются в большом диапазоне — от 0,8 до 14 *см*. Сравнительные данные, полученные по различным районам для различных типов пород, показали, что в общем случае чем меньше расстояния между трещинами, тем больше трещинная проницаемость.

Так, доломиты с расстояниями между микротрещинами в 14 *см* имеют трещинную проницаемость 0,5 *мд*, а мергели соответственно 0,8 *см* и 24 *мд*. Эта же закономерность сохраняется даже и для одного и того же литологического типа породы. Например, в датских известняках Грозненского нефтеносного района расстояния между трещинами 3,2 *см*, а трещинная проницаемость 85 *мд*, тогда как в известняках сеномана при расстоянии между трещинами в 7 *см* — трещинная проницаемость 1,1 *мд*.

Однако следует учесть, что в условиях сложного геологического разреза с частым чередованием различных литологических типов трещиноватых пород указанная закономерность может и не сохраняться. Так, например, разрез лянгошанского нефтеносного горизонта верхней юры (мощность 100 *м*) в центральной части Сычуаньской впадины (КНР) представлен трещиноватыми сланцами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и известняками (редко). Раскрытость микротрещин в этих породах изменяется в весьма широких пределах, от 0,005 до 1 *мм*, что, разумеется, снижает роль густоты трещин как фактора, определяющего трещинную проницаемость.

Рассмотрение приведенных выше данных позволяет заключить, что фактор трещиноватости горных пород при оценке фильтрационных свойств пласта-коллектора имеет во многих случаях решающее значение. В этой связи представляется возможным предложить общую схему классификации коллекторов нефти и газа, в основу которой положены главным образом данные о фильтрационных свойствах коллектора.

Согласно этим данным, все известные коллекторы нефти и газа подразделяются на 7 групп. Из них основными группами

коллекторов являются коллекторы гранулярные, кавернозные и трещинные.

Гранулярный (пористый) коллектор широко распространен преимущественно в терригенных отложениях многочисленных нефтяных и газовых месторождений Земного шара. Коллектор этого типа местами связан с мелкозернистыми доломитами и известняками. В месторождениях, где широко распространены другие типы коллекторов, гранулярный коллектор имеет ограниченное развитие. Этот тип коллектора, как известно, имеет самостоятельную дробную классификацию.

Фильтрационные свойства гранулярного коллектора определяются в основном структурой порового пространства породы.

Кавернозный коллектор имеет широкое распространение; он обычно связан с карбонатными породами и часто приурочен к поверхностям размывов.

Удовлетворительные фильтрационные свойства кавернозного коллектора сохраняются лишь при условии сообщаемости каверн между собой сетью микротрещин.

Трещинный коллектор в абсолютно «чистом» виде, видимо, мало распространен. Он характеризуется крайним непостоянством развития как по площади, так и по разрезу; он часто приурочен к поверхностям размыва осадков. Трещинный коллектор часто распространен в карбонатных породах, но он также приурочен к плотным песчаникам, хрупким сланцам и метаморфическим и изверженным породам.

Фильтрационные свойства этого типа коллектора связаны только с дренажной системой микротрещин, с раскрытостью до 200 мк.

Остальные 4 группы коллекторов представляют собой коллекторы смешанных типов, т. е. различные сочетания первых трех основных типов коллекторов. Из них наиболее распространенными, видимо, являются группы трещинно-кавернозная и трещинно-гранулярная, связанные не только с карбонатными, но и с терригенными и галогенными породами.

Для всех коллекторов указанных четырех групп характерны общие условия фильтрации, при которых в той или иной степени сказывается ведущая роль микротрещин в отдаче нефти и газа.

Из указанного выше нетрудно видеть, что за последние годы в СССР достигнуты известные успехи в установлении роли фактора трещиноватости для характеристики трещинного пласта-коллектора. Результаты теоретических и визуальных исследований по многочисленным фактическим данным позволили с достаточным обоснованием доказать, что фильтрационные свойства продуктивных трещинных пластов-коллекторов связаны в основном только с микротрещинами.

Опыт исследования данных промысловой геофизики и их сопоставления с данными по микротрещиноватости (трещинная проницаемость и густота микротрещин) показал, например, что.

повышенным значениям трещинной проницаемости обычно соответствуют пониженные средние значения кажущегося и истинного сопротивлений.

Такие же связи установлены по результатам сравнительного сопоставления данных по макротрещиноватости (максимумы интенсивной трещиноватости) и микротрещиноватости (пики трещинной проницаемости и густоты микротрещин) с данными распределения изоом по структуре. Так, зоны интенсивной макротрещиноватости оказались соответствующими минимумам изоом, и наоборот. На максимумы изоом накладываются зоны минимальных значений трещинной проницаемости и густоты микротрещин и наоборот.

Указанные связи между каротажными данными и значениями трещинной проницаемости на примере рассмотрения данных по месторождению газа на структуре Шандышань (Сычуань, Китай) получили подтверждение в распределении по структуре наиболее продуктивных скважин (скв. 1, 2, 10, 23 и 27 на своде и скв. 9, 15, 18 и 25 на западной периклинали).

Приведенные данные позволяют заключить, что каротажные характеристики для трещинных и пористых коллекторов имеют существенные различия. Они, видимо, коренным образом должны отличаться как по применяемой методике исследований, так и по теоретическому обоснованию. В настоящее время во ВНИГРИ и других научных организациях ведутся исследования по выделению трещинных коллекторов методом промысловой геофизики. В частности, ведутся исследования зональности в распространении трещиноватости и связанной с ней анизотропии сопротивления пород, а также изучение трещиноватости по карте изоом среднего удельного сопротивления трещинного пласта-коллектора.

Малоисследованной областью знаний пока еще является методика вскрытия трещинного пласта-коллектора и освоение скважин. Разработка подобных месторождений нефти и газа и технология бурения скважин на них пока еще не имеет должного и обоснованного опыта. Рациональная методика разработки залежей нефти и газа, связанных с трещинным пластом-коллектором, естественно, может успешно применяться в условиях знания структуры пласта и его коллекторских свойств.

Результаты исследований трещинного пласта-коллектора, полученные во ВНИГРИ и других научно-исследовательских организациях СССР и Китая, в настоящее время положили уже основу для разработки методики вскрытия трещинного пласта и освоения скважин. Основным выводом из указанных исследований является установление ведущей роли микротрещин в фильтрации флюидов. Признание этого доказанного факта будет только способствовать рациональной разработке месторождений нефти и газа с трещинным типом коллектора.

*

II. ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДАМИ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Совершенствование методов опробования скважин и промыслово-геофизических исследований способствует открытию все новых и новых месторождений нефти и газа с трещинным типом коллекторов. За последние годы стало известно о наличии трещинного типа коллекторов в Китае, Болгарии, Венгрии, СССР (на Северном Кавказе и в других районах). Можно с уверенностью сказать, что еще многие месторождения нефти и газа с трещинным типом коллекторов ждут своих открывателей.

Основные трудности при поисках и разведке такого типа месторождений встречены при выявлении в разрезах пород-коллекторов.

Характерной особенностью трещиноватых пород является невозможность определения их коллекторских свойств обычными лабораторными методами. Извлеченный на дневную поверхность керн уже не имеет даже открытой макротрещиноватости, хотя такие данные, как, например, провал инструмента при бурении трещиноватых пород, позволяют предполагать ее наличие. Отдельные макротрещины, которые удается наблюдать в керне не могут дать представления о закономерностях развития трещиноватости пород *in situ*. Применение методики определения коллекторских свойств по результатам изучения микротрещиноватости породы в шлифах (метод Е. С. Ромма и Л. П. Гмид), несмотря на ее явное преимущество сравнительно с другими методами, ограничено выходом керна.

Наибольшими возможностями для изучения трещиноватости горных пород и связанных с нею коллекторских свойств обладают методы промысловой геофизики. Это объясняется тем, что при исследовании в скважинах изучаются породы в естественном залегании на любой глубине, а следовательно, сведения об их физических свойствах *in situ* наиболее достоверны.

Методика выделения и изучения трещинных коллекторов нефти и газа методами промысловой геофизики пока еще не разработана. Обычно заключение о наличии трещиноватости пород, вскрытых скважиной, делается в том случае, если непроницаемые породы при испытании скважины или по промыслово-геофизическим данным проявляют себя как проницаемые. При этом

предполагается, что керн трещиноватых пород в основном разрушается при извлечении из скважины, и трещиноватость керна материалом может и не подтвердиться. Таким способом определяются трещиноватые зоны во всех нефтеносных провинциях. Разница заключается только в методах определения проницаемых зон.

Абаканской нефтепромысловой конторой предложена методика выделения пород — трещинных коллекторов по совокупности следующих параметров:

- 1) сближения значений ВП, полученных при токах различного направления;
- 2) отрицательной аномалии ПС;
- 3) увеличения диаметра скважины;
- 4) повышенной активности естественного гамма-излучения (речь идет о выделении пород с открытой трещиноватостью).

Очевидно, что сущность предложенной методики выделения трещинных коллекторов заключается также в выявлении проницаемых зон.

Из перечисленных параметров специфическим для установления трещинной проницаемой зоны является только увеличение диаметра, которое объясняется обрушением стенок скважины. Все остальные могут характеризовать проницаемые зоны пористых коллекторов. Вообще проницаемой зоне в скважине должно соответствовать уменьшение диаметра за счет образования глинистой корки. Поэтому нарушение общей закономерности должно было бы быть подтверждено большим количеством фактического материала. Ознакомление с соответствующими работами, а также личные беседы с исполнителями работ показали, что выделенные предложенной методикой трещиноватые зоны не всегда проверялись по керну.

Сопоставление выделенных Т. В. Дорофеевой [1958] по керну трещиноватых зон с их каротажными характеристиками показало отсутствие закономерного увеличения диаметра скважины в трещиноватых породах. В отдельных случаях из-за неуверенной привязки керна возможно двойное толкование. Например, в интервале 2763—2770 м скв. 9-Р Быстрянской площади в зону минимума ПС попадают участки и с увеличенным и с уменьшенным диаметром скважины. Но в той же скважине трещиноватость породы, установленная по керну в интервале 2125—2135 м, однозначно характеризуется уменьшением диаметра (фиг. 1).

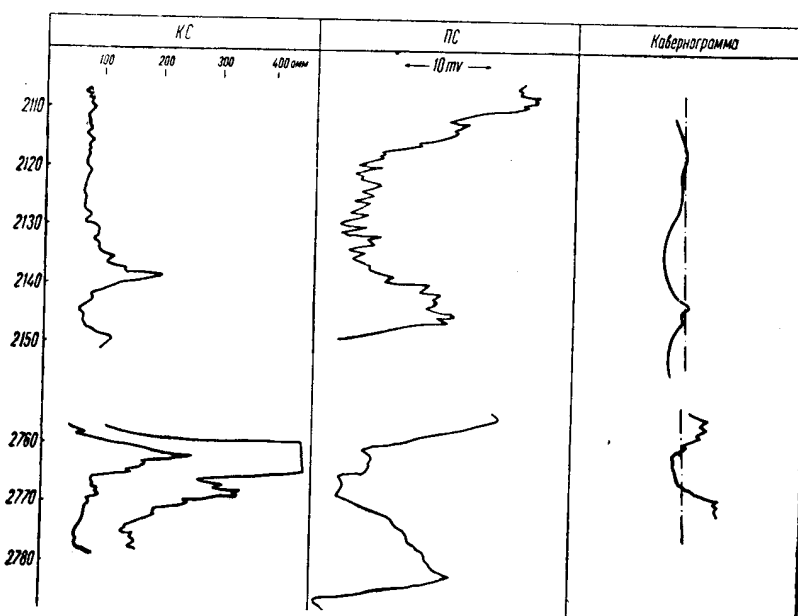
По-видимому, увеличение диаметра скважины не является следствием трещиноватости породы и обусловлено другими причинами. Она, например, может быть объяснена сильной нарушением пород вблизи возможной зоны разлома, или размывом стенок скважины из-за литологических особенностей породы (высокая глинистость и др.).

В гресте «Краснодарнефтегеофизика» аномальная проницаемость плотных пород определяется по положительному прираще-

нию, полученному при микрозондировании. В тресте «Грознефтегеофизика» для выделения трещиноватых проницаемых пород применяется БКЗ.

Одним из основных параметров проницаемых пород все исследователи считают уменьшение диаметра скважины, и поэтому в комплекс обязательных исследований скважины входит кавернометрия в возможно более крупном масштабе.

Остановимся на характерных особенностях некоторых каротажных параметров трещиноватых пород.



Фиг. 1. Изменение диаметра скважины 9-Р Быстринской площади в трещиноватых породах.

Плотные малопористые породы, как правило, обладают высоким электрическим сопротивлением. Трещины в зависимости от сопротивления материала, их заполняющего, могут повышать или понижать сопротивление трещиноватой породы. Характерной особенностью открытых трещин является их понижающее влияние на электрическое сопротивление породы.

Для водоносных трещиноватых пород понижение сопротивления относительно трещиноватых участков вполне естественно, так как сопротивление пластовой воды в нефтеносном районе всегда меньше сопротивления породы. Практика показывает, что и продуктивные трещиноватые горизонты часто характеризуются пониженными значениями сопротивления.

Г. Е. Арчи [1952], изучавший трещинные карбонатные коллекторы, объясняет это понижающим влиянием бурового раствора, проникающего по трещинам в известняки при их вскрытии.

Сведения о том, что в трещиноватую породу по трещинам проникает буровой раствор, а не его фильтрат, как это имеет место при проникновении в зернистую породу, получены и в Советском Союзе на Малышевском месторождении Башкирского Приуралья.

Вообще сопротивление нефтенасыщенной породы с межзернистой пористостью обуславливается как коэффициентом нефтенасыщения, так и характером воды и нефти в поровом пространстве коллектора. Поверхность минеральных зерен, слагающих породу, обычно обволакивается пленкой пластовой воды, толщина которой зависит от минерализации и химического состава воды. Если эта пленка образует непрерывную сеть проводящих каналов, электропроводность породы будет хорошей даже при высоком коэффициенте нефтенасыщения. В случае гидрофобной поверхности минеральных зерен вода находится в порах в виде разъединенных капель. Такие породы сохраняют высокое сопротивление даже после их заводнения.

Вопрос о взаимосвязи поверхности минеральных зерен с пластовой водой в условиях трещиноватой породы нуждается в разработке. Можно предположить, что в трещиноватой породе гидрофобная поверхность минеральных зерен при плоской форме поровых каналов не разъединяет пластовую воду на отдельные капли, и вода образует замкнутую систему плоских проводников, определяющих сопротивление породы.

Опыт изучения сопротивления трещиноватых пород вскрытых скважинами в нефтеносных районах показывает на отсутствие видимой закономерной связи сопротивления с трещиноватостью. Нужно сказать, что отсутствие достаточно тесной связи между сопротивлением и коллекторскими свойствами отмечается многими исследователями также и у гранулярных коллекторов при попытке распространить закономерности, выявленные для какого-либо пласта или месторождения на другой пласт или месторождение. Анализируя результаты определения коллекторских свойств пород по их сопротивлению, С. Г. Комаров и Э. И. Кейсар сделали вывод о малой эффективности таких определений из-за невозможности точного учета влияния всех факторов. Отсутствие тесной связи между сопротивлением и коллекторскими свойствами может быть в частности объяснено возможным непостоянством коллекторских свойств пласта в различных направлениях.

Изучая результаты БКЗ, проведенных в скважинах Минусинской впадины, В. Л. Катон в 1957 г. установила, что сопротивление трещиноватой породы, определенное по БКЗ мало отличается от сопротивления этой же породы, определенного по диаграмме стандартного градиент-зонда. На основании анализа многочисленного материала она сделала вывод, что постановка БКЗ в условиях трещиноватых пород не имеет смысла.

К такому же выводу, но по материалам Северо-Украинского месторождения Краснодарского края пришел А. М. Бедчер в 1958 г.

Однако на месторождении Карабулак Грозненского нефтеносного района А. М. Нечай в 1959 г. с успехом применял БКЗ для выделения трещинных коллекторов и по совокупности данных БКЗ и НГК определял трещинную пористость.

Чтобы выяснить причину противоречия в выводах различных исследователей, рассмотрим два возможных случая строения трещиноватой породы.

В одном случае допустим, что порода рассечена тремя взаимно-перпендикулярными системами трещин с равными значениями густоты трещин и их раскрытости. При вскрытии скважиной такой породы фильтрат бурового раствора под действием избыточного давления будет проникать в породу равномерно во все стороны. По мере проникновения фильтрата в трещиноватую породу, избыточное давление уменьшается пропорционально увеличению радиуса зоны проникновения. Давление столба глинистого раствора уравнивается пластовым давлением на расстоянии от оси скважины, равном радиусу зоны проникновения. Очевидно, что при таком строении трещиноватой породы радиус зоны проникновения будет того же порядка, что и у гранулярной пористой породы и может быть определен с помощью БКЗ.

Именно такая схема строения трещиноватой породы принята А. М. Нечаем при своих исследованиях, и, судя по результатам, эта схема, видимо, соответствует фактическому строению породы на изученных участках.

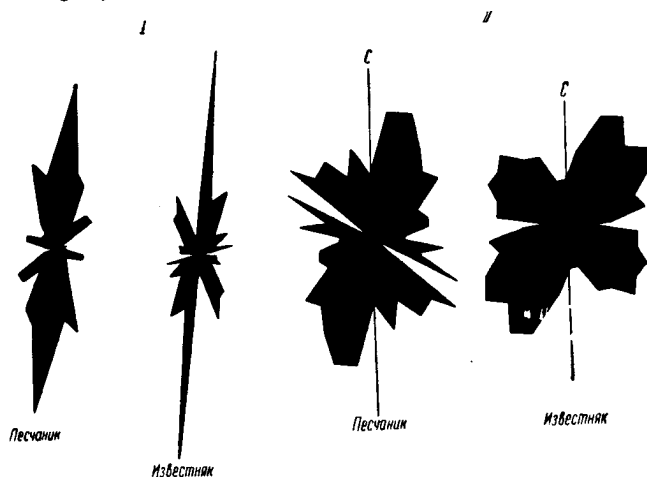
Положим теперь, что в другом случае порода сечется одной системой трещин, перпендикулярных плоскости напластования. Скважина вскрыла одну или несколько параллельных трещин. В этом случае фильтрат будет проникать в породу по трещине постоянного сечения. Давление внутри трещины не будет зависеть от расстояния до скважины. Такой случай трещиноватой породы, соответствующий резко выраженной анизотропии коллекторских свойств, приведет к тому, что радиус зоны проникновения будет больше глубины разведки самого большого из зондов комплекса БКЗ и, следовательно, БКЗ не будет определять истинного сопротивления породы.

Сравнение эффективности применения БКЗ для изучения трещиноватых пород в районах Советского Союза с различным геологическим строением позволяет сделать вывод, что в общем случае сопротивление трещиноватых пород анизотропно и поэтому оно не может однозначно характеризовать коллекторские свойства этих пород.

Если в изотропной среде коллекторские свойства пропорциональны значениям каротажных параметров, то в среде анизотропной эта пропорциональность может быть нарушена. Вообще говоря, для сред с различными коэффициентами анизотропии дол-

жен быть различный закон зависимости коллекторских свойств от каротажной характеристики породы. Изотропность в распространении коллекторских свойств трещиноватой породы сохраняется только в том случае, если трещиноватость характеризуется тремя взаимно-перпендикулярными системами трещин с равными значениями раскрытости и густоты. Как показывает опыт, такой случай в природе встречается редко.

Таким образом, при изучении сопротивления породы по данным каротажа необходимо располагать сведениями о закономерностях развития трещиноватости этой породы. Такие сведения получены в результате визуальных наблюдений трещиноватости



Фиг. 2. Сопоставления характерных роз трещиноватости отложений Минусинского и Грозненского районов.

I — Минусинская впадина, Биджийнская антиклиналь, по Т. В. Дорофеевой; II — Грозненский район, Варандийская складка, по М. Х. Вудач.

в обнажениях по методике, разработанной под руководством профессора Е. М. Смехова во ВНИГРИ [1958].

На фиг. 2 представлены типичные розы трещиноватости, построенные для верхнемеловых отложений Грозненского нефтеносного района и девонских отложений Южно-Минусинской впадины. Розы трещиноватости верхнемеловых отложений Грозненского района имеют изометрическую форму и характеризуют две нерезко выраженные взаимно-перпендикулярные системы трещин равной интенсивности. Для розы, построенной по девонским отложениям Южно-Минусинской впадины, характерна вытянутость, обусловленная увеличенной интенсивностью одной системы трещин.

Сравнение результатов полевого изучения трещиноватости пород Грозненского района и Южно-Минусинской котловины

говорит о равной в первом приближении проницаемости пород в различных направлениях для первого района и резкой анизотропии проницаемости для другого, что подтверждает выводы, сделанные на основании сопоставления эффективности применения БКЗ в этих районах.

Естественные потенциалы, измеряемые в нефтяных скважинах, как правило, обусловлены диффузионно-адсорбционными процессами, возникающими при взаимодействии пластовой воды и глинистого раствора через породу.

Установлено, что эти потенциалы пропорциональны глинистости породы. Повышенная проницаемость, с которой также связывают минимальные значения ПС для гранулярных пород, является следствием уменьшения глинистости.

Как показали исследования в Минусинской впадине, трещиноватые породы могут давать отрицательные аномалии ПС без снижения глинистости пород. Наблюдая зависимость мембранного потенциала породы в зависимости от раскрытия трещины, А. Л. Король установил, что при повышении проницаемости образца аргиллита (увеличение раскрытости трещины) мембранный потенциал падает и стремится к нулю. Физический смысл этого явления, по видимому, заключается в том, что трещина, заполненная минерализованной водой, будучи хорошим проводником, шунтирует мембранный потенциал, возникающий в породе.

Таким образом, если на диаграмме ПС отмечается отрицательная аномалия, а, по данным лабораторных исследований керна или шлама, породы характеризуются высокими значениями мембранного потенциала, делается вывод о наличии трещиноватой зоны.

Этот способ определения трещиноватых зон предложен А. Л. Королем. Очевидно, что эффективность его применения определяется наличием у исследуемых пород высоких мембранных потенциалов. Существенным недостатком метода является необходимость производства большого количества лабораторных измерений мембранного потенциала.

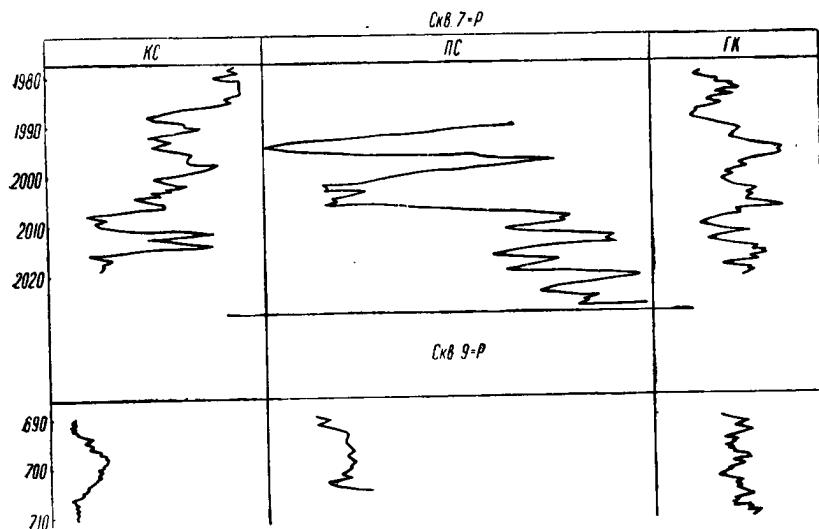
Свободным от этого недостатка является метод выделения трещиноватых зон по результатам совместной интерпретации диаграмм ПС и ГК, примененный нами. В этом методе также используется свойство трещиноватых глинистых пород давать отрицательные аномалии ПС без снижения степени глинизации.

Глины вследствие своей высокой адсорбционной способности адсорбируют широко распространенные в земной коре радиоактивные элементы, поэтому кларк этих элементов для глин выше, чем для других пород. Повышенная относительно других пород естественная гамма-активность глин позволяет использовать это их свойство для установления степени глинизации породы по интенсивности естественного гамма-излучения.

Таким образом, уменьшение глинистости породы должно сопровождаться отрицательными аномалиями как ПС, так и ГК

Если отрицательная аномалия ПС не сопровождается аналогичной аномалией ГК, можно сделать вывод о наличии трещиноватой проницаемой зоны.

Это заключение подтверждается фактическим материалом, полученным по скв. 7-Р Быстринской площади. Трещиноватость здесь по керну установлена в интервале глубин 1513—1550, 1850—1855 и 1980—2000 м. Во всех этих интервалах аномалии ПС не подтверждаются показаниями ГК. В интервалах 1980—2000 м в результате испытания был получен приток воды $3 \text{ м}^3/\text{сутки}$. В этом интервале кривая ПС характеризуется глу-



Фиг. 3. Сравнения диаграмм каротажа ПС и ГК, снятых в трещиноватых породах Быстринской площади.

боким минимумом, а кривая ГК — максимумом гамма-активности (фиг. 2). Максимум ГК в этом интервале, так же как и обычно отмечаемые местными геофизиками увеличенные показания ГК в трещиноватых (водоносных) зонах, могут быть объяснены характерной для пластовых вод вблизи водонефтяного контакта повышенной естественной гамма-активностью пластовых вод.

Аналогичная, но менее наглядная картина наблюдается в интервале 700—705 м скв. 9-Р Быстринской площади, где трещиноватость также установлена по керну (фиг. 3).

Нейтронный гамма-каротаж трещиноватые зоны плотных пород не выделяет. Изменение общей пористости породы за счет трещиноватости, как известно, обычно не превышает 1%, а, как правило, измеряется десятими или сотыми долями процента, поэтому на диаграммах НГК трещинным зонам соответствуют

высокие значения вторичной гамма-активности. В то же время сопротивление слабopористых, но трещиноватых пород обычно понижено.

Это расхождение в показаниях каротажа КС и НГК также может послужить основанием для выделения трещиноватой зоны.

На возможность установления трещиноватости пород по совокупности высоких показаний НГК и низких КС микроградиент-зонда указывает В. М. Леонтьев [1959]. Аргументируется эта возможность тем, что низкие КС микроградиент-зонда при высоких НГК зависят от неровностей стенки скважины, которые в свою очередь обусловлены трещиноватостью породы.

Из разрабатывающихся новых методов следует упомянуть о возможности непосредственного наблюдения трещиноватости пород в скважине (в связи с успехами, достигнутыми фотокаротажем). Фотографии трещиноватых горных пород, полученные сотрудниками Гидропроекта [Викторов, 1958] на глубине 50 м, свидетельствуют о больших перспективах метода при дальнейшей его разработке. Из личных бесед с одним из исполнителей этой работы А. М. Ананевичем выяснилось, что удовлетворительные фотографии получены в лаборатории при исследовании сквазь буровой раствор. Это достигалось подбором соответствующих фильтров и уменьшением расстояния между прибором и стенкой скважины.

Такова краткая характеристика основных параметров трещиноватых горных пород, изучаемых промыслово-геофизическими методами, и возможности их использования для выявления трещинных коллекторов.

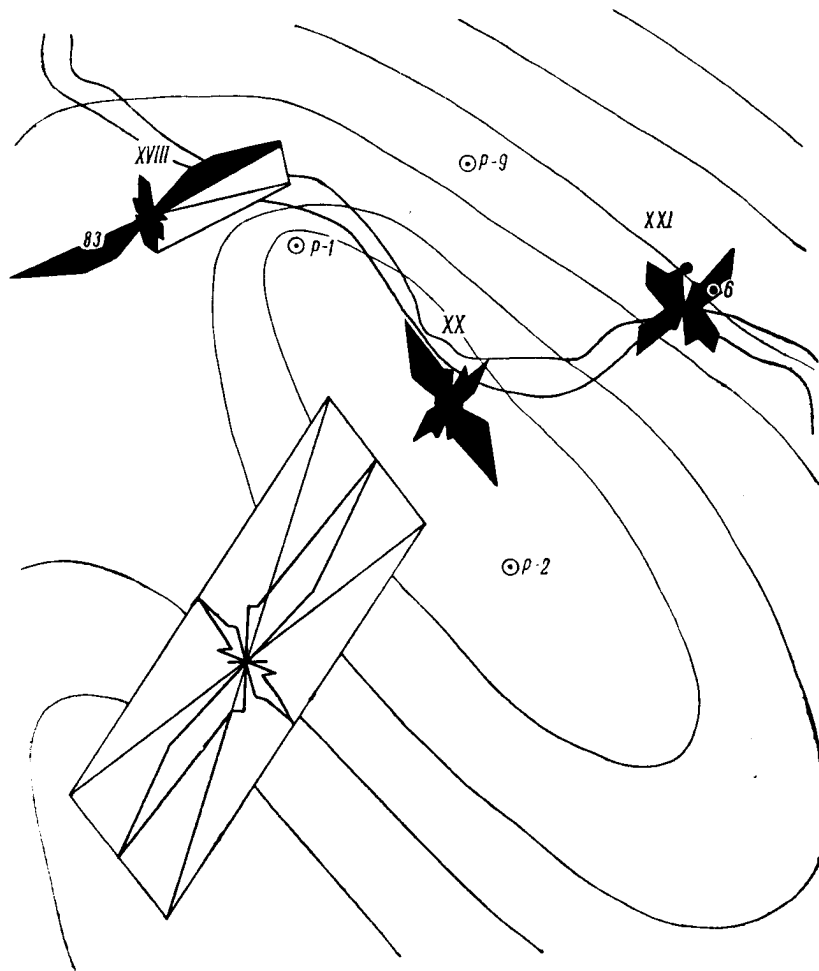
Наиболее типичными представителями месторождений с трещинным типом коллекторов являются месторождения Кинзебулатовского типа Башкирского Приуралья.

В. К. Громов [1958], изучая материалы эксплуатации этих месторождений, установил, что скважины с максимальными дебитами нефти располагаются прямолинейными зонами, направление которых в общем случае не совпадает с простиранием пород. Месторождения оказываются как бы составленными из отдельных самостоятельных залежей, приуроченных к этим зонам, причем разграничивающие эти залежи зоны пониженной проницаемости (трещиноватости) пород иногда почти полностью изолируют одну залежь от другой.

Такое строение месторождений с трещинным типом коллекторов заставило нас обратить особое внимание на изучение закономерностей изменения сопротивления трещиноватых пород по площади.

Если предположить, что порода и пластовая вода на изучаемой площади не изменяют своего состава и структуры, то сопротивление пласта будет определяться интенсивностью трещиноватости породы. Возникает возможность изучения трещиноватости по карте сопротивления.

Анализ карт изом среднее сопротивление, построенных для различных месторождений и разведочных площадей Иркутского амфитеатра, Минусинской впадины и Башкирского При-



Фиг. 4. Структурная карта Осинской структуры по кровле отложений нижнего кембрия, с нанесенными на нее розами трещиноватости и розой направлений изом.

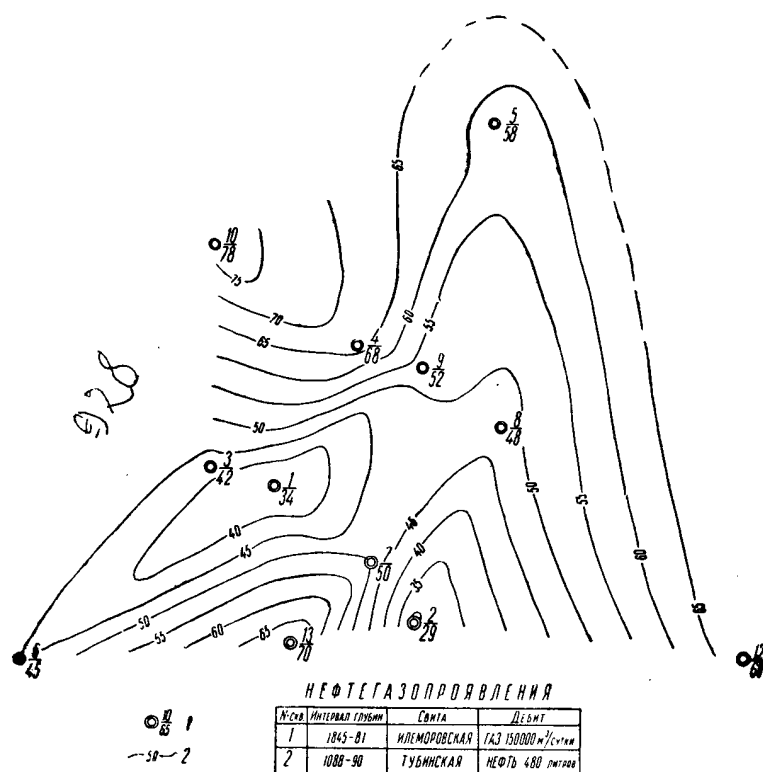
Розы трещиноватости — затушеваны; роза направлений изом — контурная.

уралья, показал, что существует тесная связь между сопротивлением пласта и интенсивностью трещиноватости в нем.

При обработке карты изом среднего сопротивления трещиноватых доломитов ангарской свиты (Осинская структура Иркутского амфитеатра) (фиг. 4) применен метод статистического опре-

деления изоаномал, который предложили геофизики ГДР В. Бухгейм и Р. Лаутербах. Роза направлений изоом повторила конфигурацию розы трещиноватости, построенной по данным измерений трещин в обнажениях.

По-видимому, роза трещиноватости характеризует не только совокупность трещин, измеренных в обнажении, но отражает



Фиг. 5. Карта изоом среднего сопротивления алевролитов тубинской свиты Быстрянской площади.

1 — в числителе — номер скважины, в знаменателе — сопротивление; 2 — изоома.

также закономерности в изменении густоты трещин по площади, прилегающей к обнажению.

Аналогия роз направлений изоом и роз трещиноватости, построенных для одного и того же пласта, была подтверждена материалами работ по другим районам.

По карте изоом среднего сопротивления алевролитов тубинской свиты (Быстрянская структура Минусинской впадины) (фиг. 5) отчетливым минимумом сопротивления выделяется скв. 2, в которой отмечены притоки нефти. Вторым минимумом сопроти-

вления выделяется скв. 1, давшая промышленный приток газа из отложений залегающей ниже илеморовской свиты.

Розы направлений изоом, построенные по отдельным участкам карт изоом среднего сопротивления известняков и мергелей артинского возраста (Малышевское месторождение Башкирского Приуралья) (фиг. 6) ориентировались по направлению зон расположения скважин с максимальными начальными дебитами.

На этом мы ограничим перечень фактов, подтверждающих тесную связь изменений сопротивления, отмечаемых на карте изоом среднего сопротивления, с трещиноватостью.

Выше уже указывалось, что изменение коэффициента анизотропии электрического сопротивления породы неизбежно сказывается на результатах измерения сопротивления пласта.

Для того чтобы установить закономерности в изменении коэффициента анизотропии сопротивления породы от причин, связанных с ее трещиноватостью, нами был произведен расчет сопротивления пласта, рассеченного двумя взаимно-перпендикулярными системами трещин, ориентированными перпендикулярно плоскости напластования. Расстояние между трещинами одной системы постоянно и равно единице, расстояние между трещинами другой системы выразим в этих единицах и будем изменять.

Раскрытость трещин примем одинаковой для обеих систем и выразим в тех же единицах. При расчете были использованы материалы исследований удельного сопротивления плоских и простейших пространственных агрегатов произведенных Лихтенеккером [Lichtenecker, 1924].

Результаты вычислений представлены в виде графиков на фиг. 7.

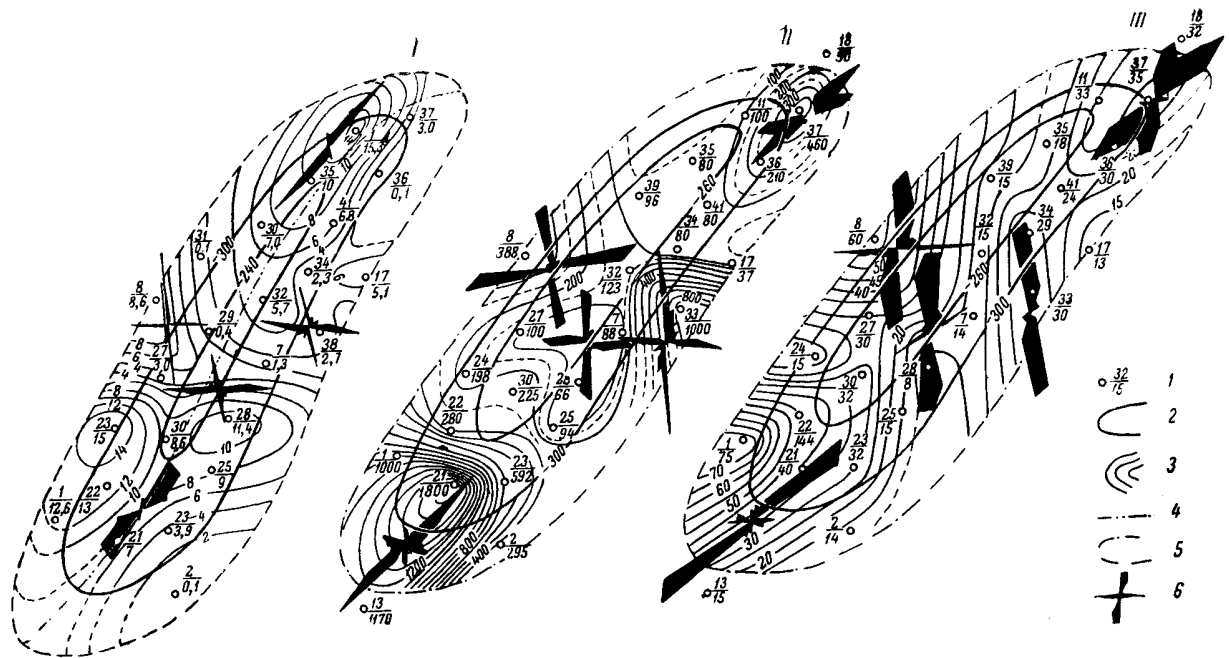
Анализ построенных кривых показывает, что изменение коэффициента анизотропии трещиноватой породы определяется следующими факторами:

- 1) отношением густот трещин;
- 2) отношением сопротивления ненарушенной породы к сопротивлению материала, заполняющего трещины;
- 3) раскрытостью трещин.

Сведения о густоте трещин могут быть получены из материалов изучения трещиноватости по обнажениям на дневной поверхности.

Сопротивление ненарушенной породы и материала, заполняющего трещины, доступно для измерения по каротажным данным или непосредственно по керну.

Следовательно, после учета первых двух факторов коэффициент анизотропии сопротивления трещиноватой породы является функцией одной переменной. Имея сведения о величине коэффициента анизотропии, мы получаем принципиально возможность определять по скважинным наблюдениям наиболее важный параметр трещиноватой породы — раскрытость трещин.

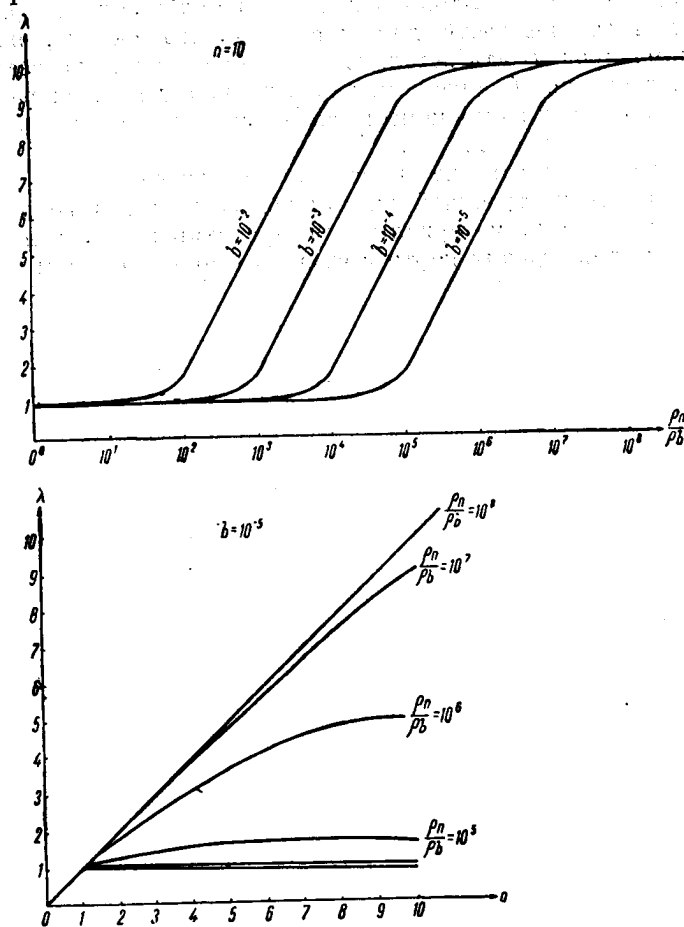


Фиг. 6. Карта равных начальных дебитов нефти и карты изоом среднего сопротивления известняков и мергелей Малышевского месторождения Башкирского Приуралья с розами, статистически определяющими направления изолиний для отдельных участков карт.

I — начальные дебиты нефти; II — изоомы среднего сопротивления известняков; III — изоомы среднего сопротивления мергелей.
 1 — в числителе — номер скважины, в знаменателе — начальный дебит или среднее сопротивление пород данной скважины;
 2 — стратиграфические по кровле артинских отложений; 3 — изоомы или линии равных начальных дебитов; 4 — ось структуры;
 5 — контур нефтеносности; 6 — розы направлений изолиний.

Величина коэффициента анизотропии может быть определена по розе направлений изом как отношение длин основных лучей розы.

Сопоставление результатов промыслово-геофизических работ с материалами визуальных исследований трещиноватости горных



Фиг. 7. Теоретические кривые зависимости коэффициента анизотропии сопротивления породы λ от величины раскрытости трещин b , отношения густот трещин в двух взаимно-перпендикулярных направлениях n и отношения сопротивлений ненарушенной породы ρ_n и заполняющего трещину материала ρ_b .

пород в обнажениях и керне, произведенное по некоторым районам Советского Союза с различным геологическим строением, позволило сделать следующие выводы:

1. Выделение и изучение трещинных коллекторов возможно при совместной интерпретации диаграмм КС—НГК и ПС—ГК,

поэтому нужно считать обязательным при разведке трещинных коллекторов проведение, кроме стандартного каротажа, ГК, НГК и кавернометрии.

2. Интерпретацию материалов промыслово-геофизических работ можно производить только имея сведения о закономерностях развития трещиноватости для пород данного района, поэтому необходимо продолжать детальное изучение трещиноватости горных пород как по обнажениям, так и по керну во всех районах, где предполагается наличие месторождений нефти и газа с трещинным типом коллекторов.

3. Изучение характера изменения среднего сопротивления по карте изоом, построенной для отдельных пластов и горизонтов, может дать ценные материалы для ориентировки бурения при разведке месторождений нефти и газа с трещинным типом коллекторов.

III. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПАРАМЕТРОВ ИСКУССТВЕННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ НА УВЕЛИЧЕНИЕ ДЕБИТА СКВАЖИН

В работах Г. К. Максимовича [1955], Ф. И. Котяхова [1957], И. В. Кривоносова и И. А. Чарного [1955] оценка параметров искусственной трещиноватости* основана на том, что предполагается единственность образовавшейся после гидроразрыва трещины.

Вместе с этим, некоторые исследователи [Г. Т. Овнатанов, 1959; Б. Г. Логинов и др. 1955; Ю. Н. Васильев, 1958] отмечают, что в процессе гидроразрыва порода раскалывается по уже существующим микротрещинам, роль которых в фильтрации была до этого незначительной, ввиду весьма малых величин их раскрытия или недостаточной сообщаемости друг с другом.

Такое представление о механизме образования искусственных трещин является наиболее близким к действительности, так как исследования трещиноватости горных пород, проводящиеся по ВНИГРИ [Смехов, Ромашова, Гмид и др., 1958а; Смехов, Гмид, Ромашова и Ромм, 1958б; Дорофеева, 1958], показали, что в горных породах, как на дневной поверхности, так и на глубине, широко развиты микротрещины, расстояния между которыми изменяются в пределах от 2 до 10 см.

Отсюда следует, что геометрия систем трещин, образовавшихся после гидроразрыва, должна более или менее совпадать с той моделью трещиноватой породы, которая основана на непосредственных наблюдениях трещиноватости горных пород в различных районах СССР. Данные этих наблюдений говорят о том, что для большинства литологических разностей пород характерно наличие двух взаимно-перпендикулярных систем трещин, углы падения которых близки к 90° . Таким образом, при оценке параметров искусственной трещиноватости мы будем предполагать, что призабойная зона скважины характеризуется сеткой вертикальных взаимно-перпендикулярных трещин.

* Термин «искусственная трещиноватость» нам кажется не вполне удачным, так как в процессе гидроразрыва порода раскалывается по уже существующим микротрещинам. Тем не менее, ввиду того, что этот термин нашел широкое распространение в специальной литературе, мы оставим его без изменений.

Рассмотрим известную формулу для определения проницаемости призабойной зоны, приведенную в работе Г. К. Максимо-
вича [1955]:

$$K_{\tau} = \frac{K \left(\frac{\eta'}{\eta} - 1 \right) \lg \frac{R_K}{R_c}}{\lg \frac{R_K}{R_c} - \frac{\eta'}{\eta} \lg \frac{R_K}{R_{\tau}}}, \quad (1)$$

где K_{τ} — трещинная проницаемость призабойной зоны;
 K — проницаемость породы, вмещающей трещины;
 η — коэффициент продуктивности скважины до гидроразрыва;
 η' — коэффициент продуктивности скважины после гидроразрыва;
 R_c — радиус скважины;
 R_{τ} — радиус зоны искусственной трещиноватости;
 R_K — радиус контура питания.

Анализ этой формулы показывает, что каждому значению радиуса зоны повышенной трещинной проницаемости соответствует максимальное значение увеличения продуктивности скважины $\left(\frac{\eta'}{\eta} \right)_{\max}$, не зависящее от трещинной проницаемости призабойной зоны. Величина $\left(\frac{\eta'}{\eta} \right)_{\max}$ определится выражением:

$$\left(\frac{\eta'}{\eta} \right)_{\max} = \frac{\lg \frac{R_K}{R_c}}{\lg \frac{R_K}{R_{\tau}}}.$$

Очевидно, что эта формула будет определять увеличение коэффициента продуктивности в случае, когда $K_{\tau} \gg K$.

Для выяснения зависимости увеличения коэффициента продуктивности скважины от величины трещинной проницаемости преобразуем формулу (1) следующим образом:

$$\frac{\eta'}{\eta} = \frac{\left(\frac{K_{\tau}}{K} + 1 \right) \lg \frac{R_K}{R_c} / \lg \frac{R_K}{R_{\tau}}}{\frac{K_{\tau}}{K} + \lg \frac{R_K}{R_c} / \lg \frac{R_K}{R_{\tau}}}.$$

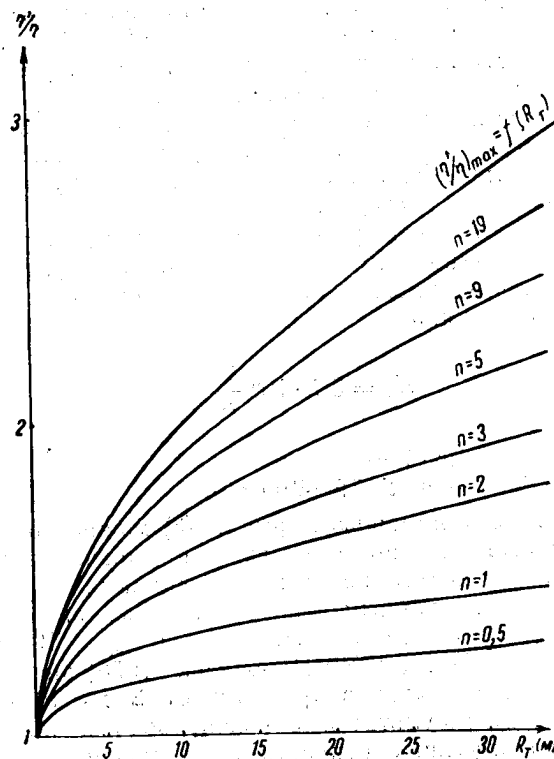
Положив

$$\frac{K_{\tau}}{K} = n,$$

получим

$$\frac{\eta'}{\eta} = \frac{(n+1) \frac{\lg \frac{R_K}{R_c}}{\lg \frac{R_K}{R_{\tau}}}}{n + \frac{\lg \frac{R_K}{R_c}}{\lg \frac{R_K}{R_{\tau}}}}. \quad (2)$$

На фиг. 8 представлены кривые зависимости $\frac{\eta'}{\eta} = f(R_r, n)$, построенные с помощью формулы (2). Из рассмотрения этого графика видно, что при $n > 20$ увеличение коэффициента продуктивности практически не зависит от величины трещинной проницаемости призабойной зоны.



Фиг. 8. График зависимости $\frac{\eta'}{\eta} = f(R_r, n)$.

Именно эти условия ($\frac{K_r}{K} > 20$) и рассматривались Ф. И. Котяховым [1957], что привело его к ошибочным результатам.

Далее можно заключить, что для увеличения коэффициента продуктивности в два раза, радиус распространения трещин должен быть не менее 10 м, тогда как в случае увеличения коэффициента продуктивности в три раза радиус зоны искусственной трещиноватости должен достигать 36 м. Отсюда следует, что случаи роста продуктивности скважины в три и более раз обусловлены соединением искусственной и естественной трещиноватости в единую дренажную систему. Этот вывод совпадает с выводами

Г. К. Максимовича [1955], Ф. И. Котяхова [1957] и Г. Т. Овнатанова [1959].

Для оценки возможных параметров искусственной трещиноватости воспользуемся графиком фиг. 8. Положим $\frac{\eta'}{\eta} = 1,75$, а максимальный радиус распространения трещин — 30 м. Из графика видно, что такое увеличение коэффициента продуктивности может обеспечить зона искусственной трещиноватости, радиус которой изменяется в пределах от 5,8 до 30 м, а трещинная проницаемость от неограниченно большой до равной удвоенной величине межзернистой проницаемости.

Рассмотрим различные возможные случаи. Пользуясь кривыми, представленными на графике (фиг. 8), можно найти значения проницаемости призабойной зоны и соответствующие этим значениям величины ее радиуса.

В нашей предыдущей работе [Ромм, 1958] было показано, что величина трещинной проницаемости породы, разбитой двумя взаимно-перпендикулярными системами вертикальных трещин, определяется формулой

$$K_T = 8,5 \cdot 10^8 \frac{b^2}{L}, \quad (3)$$

где b — раскрытие трещин;

L — расстояние между трещинами.

Таким образом, с помощью формулы (3) можно подсчитать величины раскрытия трещин, если известны значения трещинной проницаемости и расстояния между трещинами.

Учитывая, что по данным непосредственных наблюдений трещиноватости [Смехов, Ромашова, Гмид и др., 1958; Смехов, Гмид, Ромашова и Ромм, 1958; Дорофеева, 1958] значения величины L колеблются обычно в пределах от 2 до 10 см, можно составить таблицу результатов ориентировочных подсчетов величин, характеризующих искусственную трещиноватость:

n	R _T , м	K _T , дарси		b, микроны			
				K = 0,1 ∅		K = 0,5 ∅	
		K = 0,1 ∅	K = 0,5 ∅	L = 2 см	L = 7 см	L = 2 см	L = 7 см
2	30,0	0,2	1,0	37	56	63	97
3	18,0	0,3	1,5	42	64	75	109
5	11,5	0,5	2,5	50	76	86	130
9	8,1	0,9	4,5	61	92	104	157
19	7,0	1,9	9,5	78	118	133	202
	5,8				—	—	—

Из рассмотрения таблицы видно, что диапазон величин раскрытия трещин, в котором они существенно влияют на увеличение коэффициента продуктивности скважины, заключается в пределах от нескольких десятков микрон до 0,2 мм. (Трещины, раскрытие которых больше, чем 0,2 мм, соответствуют числам n , большим 20.)

Однако опыт гидравлического разрыва пластов [Максимович, 1955; Овнатанов, 1959; Логинов, 1955] показывает, что диаметр зерен песка, закачиваемого в пласт, в большинстве случаев превышает 0,5 мм, что указывает на образование трещин в пласте, раскрытие которых значительно больше этой величины.

Отсюда следует вывод, что увеличение коэффициента продуктивности скважины в результате гидроразрыва обусловлено, как правило, не раскрытием образуемых трещин, а величиной радиуса зоны искусственной трещиноватости.

IV. АНАЛИЗ ПРИТОКА ГАЗА В СКВАЖИНУ ЧЕРЕЗ СИСТЕМЫ ТРЕЩИН ПЛАСТА-КОЛЛЕКТОРА

В связи с изучением фильтрационных свойств трещиноватых горных пород в лаборатории физики пласта Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ) был произведен анализ притока газа в скважину в условиях пласта-коллектора трещинного типа.

Как показывают данные многочисленных непосредственных визуальных наблюдений над трещиноватостью горных пород, проведенные в различных районах СССР и КНР [Пермяков и Каравашкина, 1953; Смахов, Ромашова, Гмид и др., 1958; Ромашова, 1958; Громов, 1958; Чжао—Цзэ-дин и др., 1959], трещины в породе располагаются не хаотично, но по определенным системам (группы параллельных трещин, равноотстоящих друг от друга). При этом, как правило, горная порода характеризуется обычно двумя наиболее сильно развитыми взаимно-перпендикулярными системами вертикальных трещин.

Исходя из этих соображений, мы будем рассматривать процесс притока газа в скважину через сетку вертикальных взаимно-перпендикулярных трещин, каждая ячейка которой представляет собой квадрат со стороной, равной расстоянию между трещинами L .

Расчленим сеть трещин на пояса, как это показано на фиг. 9. Очевидно, что расстояние между границами каждого пояса будет равно L . Покажем, что процесс изменения притока газа с ростом депрессии на пласт можно разделить на три этапа.

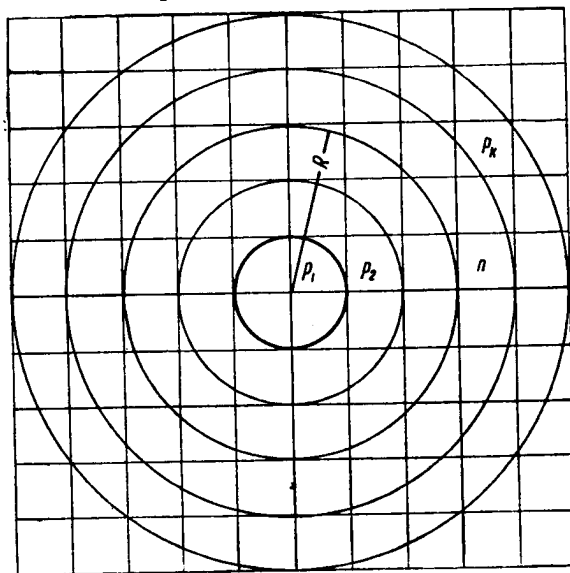
Первым этапом будет являться случай, когда депрессия настолько мала, что для любого участка пласта характерен ламинарный режим движения газа.

При повышении депрессии число Рейнольдса, характеризующее движение газа в ближайшем к скважине поясе, превысит критическое значение, после чего поток газа в трещинах этого пояса будет уже турбулентным. Дальнейшее увеличение депрессии повлечет за собой развитие турбулентного режима во все более удаленных от скважины поясах, что и будет являться следующим этапом процесса увеличения притока газа в скважину.

Очевидно, что рост депрессии приводит к росту разницы в давлениях на границе каждого пояса. Отсюда следует, что отношение давлений на границах ближайшего к скважине пояса может

стать равным критическому для щелей данной длины и данного раскрытия, т. е. скорость истечения газа в скважину достигнет скорости звука [Гинзбург, 1953]. После этого дальнейшее снижение давления на забое не должно повлечь за собой каких-либо изменений распределения давления в пласте и дебита скважины.

Для возможности написания уравнений расхода газа при движении его через трещины первого пояса, а также для определения тех значений расхода, при которых ламинарный режим



Фиг. 9. Схема пласта, рассеченного двумя взаимно-перпендикулярными системами вертикальных трещин. p_K — давление на контуре питания, p_1 — давление на контуре скважины; p_2 — давление на внешней границе ближайшего к скважине пояса, R — радиус зоны турбулентного режима движения газа.

движения в поясе номера n сменяется турбулентным, необходимо сделать следующее допущение. Заменим трещины, соединяющие границы пояса и имеющие различные длины, эквивалентной им группой одинаковых трещин, длина каждой из которых равна L . Эта замена равноценна предположению о том, что турбулентный режим во всех трещинах каждого пояса наступает одновременно.

Очевидно, что количество одинаковых трещин (A_n) каждого пояса будет выражаться через его гидродинамическое сопротивление следующим образом:

$$A_n = \frac{\omega_L}{\omega_n},$$

где ω_L — гидродинамическое сопротивление одной щели длиной L ;
 ω_n — гидродинамическое сопротивление пояса n .

Далее, пользуясь формулами, приведенными в нашей предыдущей работе [Ромм, 1958], можно показать, что с некоторой степенью приближения

$$A_n = a + \frac{2\pi R}{L},$$

где R — радиус рассматриваемого пояса;
 a — некоторая постоянная.

При этом формула (1) приближается к точной с ростом величины $\frac{R^*}{L}$.

Для определения тех значений расхода Q_t , при которых наступает турбулентный режим движения газа в трещине, воспользуемся известным выражением для числа Рейнольдса

$$Re = \frac{\rho v r_0}{\mu}, \quad (2)$$

где Re — число Рейнольдса;
 μ — вязкость флюида;
 v — его средняя скорость;
 r_0 — гидравлический радиус потока.

Из формулы (2) легко получить выражение для случая движения газа в щели в условиях начала турбулентного режима:

$$Q_t = \frac{2 Re_{кр} \mu R_0 T}{\rho_0 M}, \quad (3)$$

где $Re_{кр}$ — критическое значение числа Рейнольдса;
 Q_t — соответствующий этому значению расход;
 R_0 — газовая постоянная;
 T — температура газа;
 M — его молекулярный вес;
 ρ_0 — нормальное давление.

Тогда для пояса с числом щелей, равным A_n , можно написать

$$Q_t = \frac{2 Re_{кр} \mu R_0 T}{\rho_0 M} \left(a + \frac{2\pi R}{L} \right).$$

Из этой формулы легко найти радиус зоны турбулентного режима R_t при данной величине расхода Q :

$$R_t = \frac{L}{2\pi} \left(\frac{Q \rho_0 M}{2 Re_{кр} \mu R_0 T} - a \right). \quad (4)$$

Получим формулу притока газа через систему трещин пласта в скважину при турбулентном режиме фильтрации. Для этого

* Расчеты показывают, что при $\frac{R}{L} = 4$ погрешность определения величины A_n по формуле (1) не превышает 0,5%.

рассмотрим формулу Г. М. Ломизе [1947] для турбулентного потока жидкости в щели

$$Q_m = 4,7 \frac{b^{\frac{12}{7}}}{\mu^{\frac{1}{7}}} \left(\rho \frac{\partial p}{\partial x} \right)^{\frac{4}{7}}, \quad (5)$$

где Q_m — массовый расход жидкости;
 b — раскрытие щели.*

Учитывая, что трещинная пористость в рассматриваемом нами случае [Ромм, 1958] равна

$$m_r = \frac{b}{L},$$

формулу (5) для условий фильтрации жидкости через трещиноватую породу можно переписать в виде:

$$Q_m = 4,7 \frac{b^{\frac{12}{7}} S}{\mu^{\frac{1}{7}} L} \left(\rho \frac{\partial p}{\partial x} \right)^{\frac{4}{7}}, \quad (6)$$

где S — площадь фильтрации.

Если формулу (6) применить для турбулентного режима движения газа, то можно написать:

$$Q_m = 4,7 \frac{b^{\frac{12}{7}} S}{\mu^{\frac{1}{7}} L} \left(\frac{pM}{R_0 T} \frac{\partial p}{\partial x} \right)^{\frac{4}{7}}.$$

Рассматривая радиальное движение газа в скважину, получим

$$Q_m = 4,7 \frac{b^{\frac{12}{7}} 2\pi x}{\mu^{\frac{1}{7}} L} \left(\frac{pM}{R_0 T} \frac{\partial p}{\partial x} \right)^{\frac{4}{7}}.$$

Разделяя переменные и интегрируя по промежутку от R_1 до R_n , находим

$$Q_m = \frac{9,4\pi}{L} \sqrt[7]{\frac{b^{12}}{\mu} \left[\left(\frac{1}{R_1^{3/4}} - \frac{1}{R_n^{3/4}} \right) \frac{3M}{8R_0 T} (p_n^2 - p_1^2) \right]^4},$$

* В формуле (5) и во всех последующих формулах рассматривается расход на единицу протяженности щели или на единицу мощности пласта.

или, перейдя к объемному расходу Q_0 , приведенному к нормальному давлению p_0 , получим

$$Q_0 = \frac{9,4 \pi}{p_0 L} \sqrt[7]{\frac{b^{12}}{\mu} \left(\frac{R_0 T}{M}\right)^3 \left[\frac{3}{8} \left(\frac{1}{R_1^{3/4}} - \frac{1}{R_K^{3/4}}\right) (p_K^2 - p_1^2)\right]^4}, \quad (7)$$

Таким образом, формула (7) является уравнением притока газа в скважину через две взаимно-перпендикулярные системы трещин в условиях турбулентного режима фильтрации.

Как уже указывалось, процесс увеличения дебита газа с ростом депрессии на пласт может быть разделен на три этапа. Первый этап не представляет собой существенного интереса, так как в этом случае для всего пласта характерен линейный закон фильтрации:

$$Q_0 = \frac{\pi K_T (p_K^2 - p_1^2)}{p_0 \mu \ln \frac{R_K}{R_1}}, \quad (8)$$

где K_T — трещинная проницаемость породы, определяющаяся в рассматриваемом нами случае, как это показано в работе [Ромм, 1958], выражением:

$$K_T = \frac{b^3}{12 L}.$$

Задача сводится к тому, чтобы определить функцию $Q_0 = Q_0(p_K^2 - p_1^2)$ в условиях развивающегося во все более удаленных от скважины участках пласта турбулентного режима фильтрации. Для решения этой задачи выделим около скважины зону турбулентного режима фильтрации радиусом R , обозначив давление на границе этой зоны через p . Тогда можно написать:

$$Q_0 = \frac{\pi b^3}{12 L p_0} \frac{(p_K^2 - p^2)}{\mu \ln \frac{R_K}{R}}; \quad (9)$$

$$Q_0 = \frac{9,4 \pi}{p_0 L} \sqrt[7]{\frac{b^{12}}{\mu} \left(\frac{R_0 T}{M}\right)^3 \left[\frac{3}{8} \left(\frac{1}{R_1^{3/4}} - \frac{1}{R^{3/4}}\right) (p^2 - p_1^2)\right]^4}; \quad (10)$$

$$Q_0 = \frac{2 \operatorname{Re}_{\text{кр}} \mu R_0 T}{p_0 M} \left(a + \frac{2 \pi R}{L}\right), \quad (11)$$

Введем новые вспомогательные величины по формулам:

$$A = \frac{\pi b^3}{12 L p_0 \mu}; \quad B = \frac{9,4 \pi}{p_0 L} \sqrt[7]{\frac{b^{12}}{\mu} \left(\frac{R_0 T}{M}\right)^3 \left(\frac{3}{8}\right)^4};$$

$$C = \frac{p_0 L M}{4 \pi \operatorname{Re}_{\text{кр}} \mu R_0 T}; \quad D = \frac{a L}{2 \pi}.$$

Тогда уравнения (9), (10) и (11) перепишутся в виде:

$$Q_0 = A \frac{p_k^2 - p_1^2}{\ln \frac{R_k}{R}}; \quad (9a)$$

$$Q_0 = B \left[\left(\frac{1}{R_1^{3/4}} - \frac{1}{R^{3/4}} \right) (p^2 - p_1^2) \right]^{4/7}; \quad (10a)$$

$$R = CQ_0 + D. \quad (11a)$$

Исключая величину p из формулы (9a) с помощью (10a), а величину R с помощью (11a), получим

$$p_k^2 - p_1^2 = \frac{Q_0}{A} \ln \frac{R_k}{CQ_0 + D} + \left(\frac{Q_0}{B} \right)^{7/4} \left[\frac{1}{R_1^{3/4}} - \frac{1}{(CQ_0 + D)^{3/4}} \right]. \quad (12)$$

Таким образом, соотношение (12) и является решением задачи о нахождении зависимости $Q_0 = Q_0(p_k^2 - p_1^2)$.

На фиг. 10 представлен график зависимости дебита газа от величины разности квадратов пластового и забойного давлений. При этом значения параметров, характеризующих породу и газ, были приняты следующими: $b = 20$ м; $L = 10$ см; $M = 16$ г/моль; $R_k = 500$ м; $R_1 = 0,1$ м; $T = 300^\circ$ К и $\mu = 1,1 \cdot 10^{-3}$ сантипуаз*. Для наглядности на той же кривой показаны значения радиуса зоны турбулентного режима.

Для определения значений давлений и дебита газа при тех условиях, когда продуктивность скважины перестает зависеть от изменения давления на забое, воспользуемся формулой потока газа через трещины ближайшего к скважине пояса при турбулентном режиме

$$Q_0 = \frac{\omega_L}{\omega_2} \frac{4,7}{p_0} \sqrt[7]{\frac{b^{12}}{\mu} \left(\frac{R_0 T}{M} \right)^3 \left(\frac{p_2^2 - p_1^2}{2L} \right)^4}. \quad (13)$$

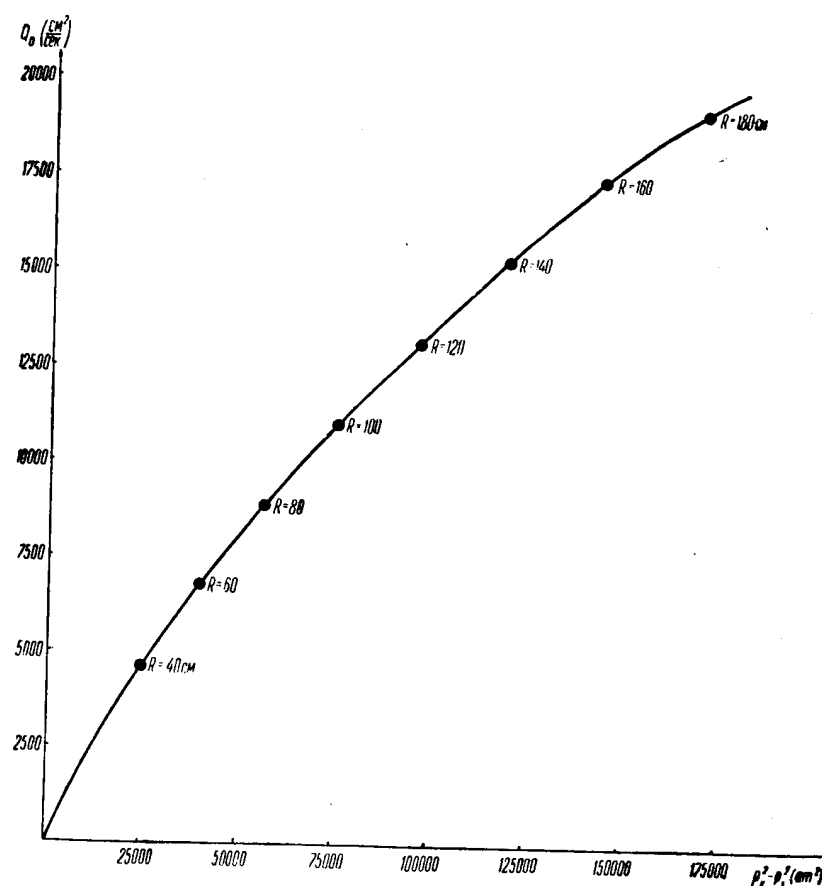
Приравняв правую часть этой формулы к правой части выражения (11), получим уравнение для определения $p_2 = p_2(R)$.

Таким образом, для каждого значения R можно определить величины p_2 и p_1 . С другой стороны, отношения величин $\frac{p_1}{p_2}$ и $\left(\frac{p_1}{p_2} \right)_{кр}$, при котором скорость истечения газа становится равной скорости звука, можно определить, пользуясь решением соответствующей газодинамической задачи, приведенным в работе И. П. Гинзбурга [1953].

На графике, представленном на фиг. 11, показаны зависимости $\frac{p_1}{p_2} = f(p_1)$, $\left(\frac{p_1}{p_2} \right)_{кр} = f(p_1)$ и $p_2 = f(p_1)$. (Значение p_k^2 принято

* Значение $R_{кр}$ было принято равным 500 на основании проведенных нами специальных экспериментальных исследований.

равным $170\ 230\ \text{ат}^2$). Пунктиром проведены кривые, которые имели бы место, если давление на выходе трещин ближайшего к скважине пояса не было бы ограничено критическим его значением.

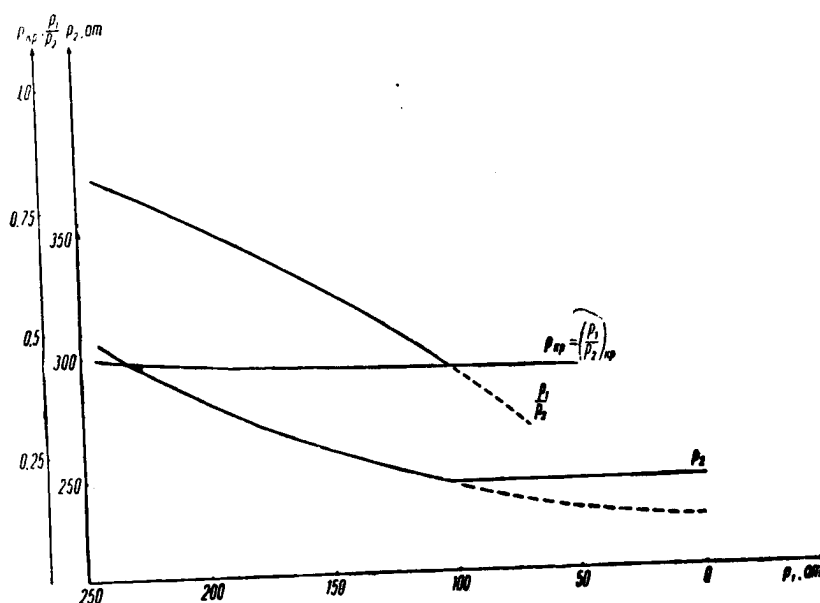


Фиг. 10. График зависимости $Q_0 = Q_0(p_K^2 - p_1^2)$.

Анализируя графики на фиг. 10 и 11, можно сказать, что в рассматриваемых условиях эффект, связанный с наличием критических значений величины $\frac{p_1}{p_2}$, имеет лишь теоретический интерес, тогда как развитие турбулентного режима движения газа в трещиноватой породе существенным образом влияет на форму кривой продуктивности.

Следует отметить, что, очевидно, могут иметь место условия, когда трещинная проницаемость призабойной зоны по каким-

либо причинам понижена за счет увеличенного расстояния между трещинами и уменьшенного раскрытия трещин. В этом случае наличие критического значения величины $\frac{P_1}{P_2}$ должно сильно ска-



Фиг. 11. График зависимостей $\frac{P_1}{P_2} = f(p_1)$, $\left(\frac{P_1}{P_2}\right)_{кр} = f(p_1)$ и $P_2 = f(p_1)$.

заться на форме кривой продуктивности газовой скважины, превратив более или менее значительный ее участок в прямую, параллельную оси дебитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арчи Г. Е. Классификация пористых карбонатных пород и их петрографические свойства. *Bulletin of A. A. of P. G.*, vol. 36, № 2, 1952.
- Бухгейм В., Лаутербах Р. Статистическое определение изомомал — вспомогательное средство тектонического анализа. *Информ. сб. ВИТР*, № 4, 1957.
- Васильев Ю. Н. Механизм расширения трещин при гидроразрыве в карбонатных породах. *«Нефт. хоз.»*, 3, 1958.
- Викторов А. М. О воздействии буровой дробы на стенки скважин в скальных породах. *«Разведка и охрана недр»*, № 10, 1958.
- Вилли М. Р. Применение данных нейтронного гамма-метода при интерпретации диаграмм электрометрии скважин. *Geophysics*, vol. XVII, № 4, 1952.
- Гинзбург И. П. Истечение вязкого газа из подвижной щели. *«Вестник ЛГУ»*, 11, механика, 1953.
- Гмид Л. П. Результаты литолого-петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Иркутского амфитеатра. *Труды ВНИГРИ*, вып. 121, 1958.
- Громов В. К. О карбонатных коллекторах нефти на месторождениях кинзбуратовского типа. *Труды ВНИГРИ*, вып. 121. Гостоптехиздат, 1958.
- Гурьба П. К. Характеристика коллекторов нефтяных месторождений Предкарпатья. Тезисы докладов Совещания по вопросам изучения коллекторов нефтяных и газовых месторождений. Изд. АН Азерб. ССР, 1958.
- Дорофеева Т. В. Некоторые данные о трещинных коллекторах девонских отложений Южно-Минусинской впадины. *Труды ВНИГРИ*, вып. 121, Гостоптехиздат, 1958.
- Джонс П. Дж. Механика нефтяного пласта. Гостоптехиздат, 1947.
- Калачева В. Н. Некоторые данные о трещиноватых породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра и их коллекторских свойствах. *Труды ВНИГРИ*, вып. 121, Гостоптехиздат, 1958.
- Келтон Ф. К. Анализ трещиноватых известняковых кернов. *Реф. сб. «Нефтепромысловое дело»*, 8, 1951.
- Котяхов Ф. И. Приближенный метод определения запасов нефти в трещиноватых породах. *«Нефт. хоз.»*, 4, 1956.
- Котяхов Ф. И. Приближенный метод оценки естественной и искусственной трещиноватости горных пород. *«Нефт. хоз.»*, 3, 1957.
- Кривонов И. В. и Чарный И. А. Расчет дебитов скважин с трещиноватой призабойной зоной пласта. *«Нефт. хоз.»*, 9, 1955.
- Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, 1954.
- Леонтьев В. М. О некоторых особенностях интерпретации диаграмм микрозондов в карбонатных разрезах. *«Геология нефти и газа»*, № 4, 1959.
- Логинов Б. Г. и др. Опыт промышленных испытаний гидравлического разрыва пласта в нагнетательных скважинах Башкирии. *«Нефт. хоз.»*, 2, 1955.
- Ломизе Г. М. Движение воды в щелях. АН Арм. ССР, 1947.

- промыслах Татарии и Башкирии. «Нефт. докл.», 1, 1955.
- Максимович Г. К. О подсчете запасов нефти в трещиноватых коллекторах. «Геология нефти», 2, 1958.
- Овнатанов Г. Т. Вскрытие пласта и освоение скважин. Гостоптехиздат, 1959.
- Пермяков Е. Н. и Каравашкина Ю. А. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости. БМОИП, отд. геол., т. 28, 6, 1953.
- Ромашова М. Г. Опыт изучения микротрещиноватости горных пород. Труды ВНИГРИ, вып. 121, Гостоптехиздат, 1958.
- Ромм Е. С. Исследования фильтрации в трещиноватых породах в связи с их коллекторскими свойствами. Труды ВНИГРИ, вып. 121, Гостоптехиздат, 1958.
- Смехов Е. М. Трещиноватые породы как возможные коллекторы нефти и газа и их значение при поисково-разведочных работах в Сибири. Сб. «Геология и геохимия» I (VII). Труды ВНИГРИ — НТО, 1957.
- Смехов Е. М., Гмид Л. П., Ромашова М. Г., Ромм Е. С., Калачева В. Н., Дорофеева Т. В., Громов В. К. О методике исследования трещиноватых пород и их коллекторских свойствах. «Геология нефти», 3, 1958.
- Смехов Е. М., Ромашова М. Г., Гмид Л. П. и др. Трещиноватые породы и их коллекторские свойства. Труды ВНИГРИ, вып. 126, Геологический сборник 3, Гостоптехиздат, 1958.
- Смехов Е. М., Гмид Л. П., Ромашова М. Г. и Ромм Е. С. Вопросы методики изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами. Труды ВНИГРИ, вып. 121, 1958.
- Смехов Е. М. Роль разрывов в формировании нефтяных месторождений Сахалина и новые данные о трещинных коллекторах. «Проблема миграции нефти и формирование скоплений нефти и газа». Гостоптехиздат, 1959.
- Смехов Е. М. Трещиноватые породы и их коллекторские свойства. Труды ВНИГРИ, вып. 132, 1959.
- Троепольский В. И. Коллекторы нефти карбона и девона Татарии. Уч. зап. Казанского университета, геол., т. 116, кн. 12, 1956.
- Чжао Цзедин и др. (руководство и консультации Е. М. Смехова). Отчет об исследованиях трещиноватости и коллекторских свойств пород триаса в южной части Сычуаньской впадины и юры в ее центральной части. Фонды ВНИГРИ, 1959.
- Lichtenecker K. Der elektrische Zeitungswiderstand Künstlicher und natürlicher Aggregate. Phys. Zeit, b. 25, № 8, 9, 10, 1924.
- Waldschmidt W. A., Fitzgerald P. E. and Lunsford C. L. Classification of porosity and fractures in reservoir rocks. Bull. Amer. Assoc. Petr. geol. vol. 40, 5, 1956.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
I. Проблема трещинных коллекторов нефти и газа и состояние ее изученности в СССР	5
II. Изучение трещинных коллекторов методами промысловой геофизики	22
III. Оценка влияния параметров искусственной трещиноватости на увеличение дебита скважин	37
IV. Анализ притока газа в скважину через системы трещин пласта-коллектора	42
Литература	50

Евсей Максимович Сметов, Илья Иванович Горюнов, Евсей Соломонович Ролд

**Опыт методических исследований трещинных коллекторов нефти и газа
и пути их практического применения**

Редактор *Е. М. Сметов* Ведущий редактор *И. Н. Попова*
Технический редактор *А. Б. Яцуржинская* Корректор *М. И. Федотова*

Сдано в набор 8/VIII 1959 г. Подписано к печати 24/IX 1959 г.
Формат бумаги 60×92¹/₁₆. Печ. л. 31¹/₄. Усл. л. 3,25. Уч.-изд. л. 3,13.
Тираж 1000 экз. М-45568. Индекс 11—5—4.

Гостоптехиздат. Ленинградское отделение. Ленинград, Невский проспект, 28.
Издательский № 10359. Заказ № 1752.
Типография «Красный Печатник». Ленинград, Московский проспект, 91.
Цена 2 руб. 20 коп.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
33	2 св.	отложений залегающей	отложений, залегающих
51	4 св.	2,	3,
51	2 сн.	porosity	porosity

Заказ 1752.

STAT

Page Denied

В.А. Кротова

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ
НЕФТЕНОСНОСТИ

ГРУПЫ ВУИГРИ

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

ВЫПУСК 147

В. А. КРОТОВА

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕНОСНОСТИ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1960

11—5—4

В первой главе книги дается обзор основных работ, касающихся гидрогеологических критериев нефтеносности (включая гидрохимические и газогидрохимические), и рассматривается современное состояние этого вопроса.

Во второй главе характеризуются гидрогеологические особенности некоторых нефтеносных областей и дается оценка существующих и применяющихся при прогнозах нефтеносности гидрогеологических критериев в платформенных заведомо нефтеносных областях (Волго-Уральская) и некоторых районах Сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности; сравниваются гидрогеологические особенности и поисковые гидрогеологические показатели нефтеносности указанных территорий.

В третьей главе перечисляются вопросы, требующие дальнейших исследований в области гидрогеологических критериев, намечаются основные задачи и план дальнейших работ.

Книга предназначена для геологов и гидрогеологов-нефтяников.

ВВЕДЕНИЕ

При оценке перспектив нефтеносности новых районов и площадей совершенно недостаточно ограничивать исследования только изучением их геолого-структурных, фациально-литологических, палеотектонических и других особенностей. Очень важно наряду с этим выяснение общих гидрогеологических условий, закономерностей распространения подземных вод, их питания, разгрузки, динамики, химизма, состава и упругости растворенных в них газов, т. к. установлено, что поиски благоприятных структур и ловушек для нефти в зонах значительного водообмена и опреснения теряют всякий смысл.

За последние десятилетия все более и более широко начинают внедряться в практику нефтепоискового дела гидрогеологические исследования, проводимые с целью оценки перспектив нефтеносности и газоносности территорий. В комплексе различных геохимических методов широко применяется в частности гидрохимическая, водногазовая и другие съемки, изучаются микрокомпоненты глубинных подземных вод, относимые к поисковым показателям, органические кислоты и другие растворенные в водах вещества. Однако еще до настоящего времени остаются неясными многие вопросы, что затрудняет оценку прогноза нефтеносности по гидрогеологическим показателям особенно новых, мало изученных территорий.

Разнообразие геолого-тектонических, фациально-литологических, палеогидрогеологических и других условий определяет различие и своеобразие гидрогеологических обстановок существования и сохранения нефтяных залежей, химических типов подземных вод и растворенных в них газов, соотношений между отдельными компонентами флюидальной системы и т. п. А это в свою очередь определяет различие в поисковых признаках подземных вод. Если в данном районе один какой-то признак является наиболее надежным, то в другом он может быть лишь второстепенным. Некоторые показатели имеют важное поисковое значение во всех районах, например, гидрогеологическая закрытость недр и наличие условий затрудненного водного режима, обеспечивающие восстановительную обстановку и другие косвенные показатели благоприятной для нефти среды. Из прямых показателей сюда следует отнести наличие тяжелых углеводородов в газовой составляющей подземных вод, а также нефтяных кислот в водах. Правда, количественное содержание последних сильно колеблется в зависимости от типа вод, и в сильно метаморфизованных водах они могут отсутствовать или содержаться в очень малых количествах даже при наличии нефти. Вопрос об органических кислотах требует своего тщательного изучения в комплексе других вопросов, так как он является весьма сложным и зависит от типа и состава самих нефтей.

В связи с поисками нефти в новых районах СССР, в частности в Сибири, возникла необходимость изучения вопроса о различных видах критериев нефтеносности этих территорий, в том числе гидрогеологических. Поэтому в план научно-исследовательских работ ВНИГРИ была включена проблема о критериях нефтеносности в различных геологических условиях и прежде всего в платформенных областях. Проблемой этой руководил проф. Д. В. Дробышев. Настоящая тема является частью указанной проблемы, и в книге излагаются результаты первого этапа работ по ней.

Одной из основных задач книги является обзор литературы и выяснение современного состояния вопроса о гидрогеологических критериях нефтеносности. Вторая задача — оценка показателей в различных платформенных условиях, а также сравнение показателей и гидрогеологических особенностей заведомо нефтеносных (Волго-Уральская область) и новых поисково-разведочных районов. Среди них рассматриваются три артезианских бассейна: Ангара-Ленский, Якутский и Западно-Сибирский. Нужно заметить, что данных по двум первым разведочным районам Сибири еще очень мало.

В конце книги намечаются задачи второго этапа работ по нашей теме и кратко дается план этих работ.

Поскольку целый ряд работ, касающихся вопросов оценки перспектив нефтеносности по гидрогеологическим показателям или излагающих некоторые важные теоретические предпосылки, издавался давно и мало знаком широкому кругу молодых специалистов и производителей, мы сочли необходимым остановиться на некоторых из них подробнее.

Для второй главы нами были использованы материалы наших предыдущих исследований и данные, собранные в течение 1956 и 1957 гг. в ЦНИЛах, трестах и других организациях; кроме того, были использованы материалы и работы гидрогеологов Н. Я. Тычино, Е. В. Ильиной, М. С. Гуревича, В. Б. Торговановой, Н. М. Кругликова и др.

В сборе материалов и их обработке, помимо автора, принимали участие старший техник-гидрогеолог М. А. Михайлова и старший коллектор Г. Н. Кунина. В процессе работы мы пользовались консультациями проф. М. А. Гатальского.

Г л а в а 1

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ НЕФТЕНОСНОСТИ

Вопрос о поисковом значении подземных вод возник очень давно. Еще М. В. Ломоносов в своем сочинении «О слоях земных» (1763) указывал на химизм воды как на поисковый признак при поисках и разведках рудных месторождений. Он же делал предположение об участии подземных вод в образовании минералов и формировании рудных месторождений. Значительно позже подземные воды стали оцениваться как поисковый показатель на нефть. В конце XIX века мысль о том, что попутно с решением вопроса о генезисе месторождений нефти следует решать вопрос и о генезисе вод, сопровождающих нефть, была высказана Д. И. Менделеевым.

В истории развития и изучения вопроса о нефтепоисковом значении подземных вод можно грубо выделить четыре основных периода.

I период — дореволюционный, характеризующийся отдельными разрозненными исследованиями в области изучения нефтяных вод, в большинстве своем не имеющими специального характера и только попутно освещающими вопросы о сопровождающих нефть водах.

II период — с 1917 по 1935 г., — характеризующийся изучением нефтяных вод юга страны и возникновением общей теоретической базы для дальнейшего развития вопроса о поисковом значении подземных вод и газов.

III период — с 1935 по 1948—1949 гг., — знаменующийся развитием отдельных специальных работ по изучению нефтяных вод, условий их формирования и участия в образовании месторождений нефти; появлением генетической классификации вод; возникновением метода гидрохимической съемки; выявлением основных гидрохимических закономерностей и особенностей гидрогеологического строения нефтеносных областей и использованием их для оценки перспектив нефтеносности районов.

IV период — с 1948—1949 гг. по настоящее время, — характеризующийся: а) широким развитием гидрохимических исследований нефтяных вод, изучением их поверхностного проявления и накоплением материала по содержащимся в водах микрокомпонентам; б) дальнейшим изучением гидрогеологических и гидрохимических особенностей нефтеносных областей и использованием их при оценке перспектив широких территорий; в) изучением поискового значения растворенных в водах газов; г) появлением комплексного подхода к оценке перспектив нефтегазоносности и проведением методических работ в этом направлении.

I ПЕРИОД (ДОРЕВОЛЮЦИОННЫЙ)

Попытки выявления нефтеносных площадей на основании химического состава подземных вод делались еще в конце XIX — начале XX вв., так как издавна было замечено, что воды, сопровождающие нефтяные месторождения, имеют повышенную минерализацию. Последнее и принималось за благоприятный показатель нефтеносности.

Позднее русским ученым А. Потылицыным [1882] на примере кавказских нефтяных месторождений была отмечена другая особенность нефтяных вод — отсутствие в них солей серной кислоты, — которая стала широко использоваться как положительный поисковый показатель нефтеносности.

Об этой особенности нефтяных вод упоминает Н. Höfer¹ для различных месторождений Европы, Азии и Северной Америки.

В 1908 г. Н. И. Андрусовым был высказан ряд положений, касающихся происхождения вод вообще и в частности вод, сопровождающих кавказскую нефть. Он считал более всего вероятным, что «значительная часть нефтяных вод представляет «ископаемую морскую воду», связанную осадками во время отложения» [1908, 2-я статья, стр. 19]. При этом он отмечает, что как количество этой воды, так и ее химический состав подверглись с течением времени различным изменениям. Указывая на значительную разницу в минерализации нефтяных вод Апшеронского полуострова и Грозненского района, он считал, что слабая соленость последней объясняется разбавлением их атмосферными водами или ископаемой морской водой или проникающими снизу ювенильными водами. Автор обращает внимание на обогащенность нефтяных вод Кавказа значительным содержанием йода и брома, причем происхождение йода в нефтяных водах он рассматривает «как результат перегнивания растительных, вероятно, планктонных организмов в тех осадках, которые заключили при осаднении «морскую воду» (там же, стр. 20).

Н. И. Андрусов указывал на связь между нефтяными месторождениями и залежами соли.

Работа Н. И. Андрусова по богатству мыслей представляет большой интерес не только для геологов, но и для гидрогеологов-нефтяников.

В 1912 г. М. В. Абрамович обратил внимание на факт уменьшения минерализации вод нефтяных месторождений Апшеронского полуострова по мере увеличения стратиграфической глубины.

Изучение нефтяных вод и особенностей их химического состава в период с 1896 по 1915 г. на Кавказе (Баку и Грозный) производилось К. В. Харичковым, который провел целый ряд специальных исследований и на основании их сделал выводы, представляющие теоретический и практический интерес. В частности, он указал на связь нефти с водами определенного типа; им было установлено присутствие в нефтяных водах Кавказа нефтяных кислот и т. д.

Первой и единственной капитальной работой по исследованию вод нефтяных месторождений Апшеронского полуострова в дореволюционный период является работа Д. В. Голубятникова [1916]. Однако эта работа имела существенные недостатки, обусловленные наличием хищнической эксплуатации нефти на Апшероне до национализации промыслов и отсутствием изоляции скважин, вызывавшим смешение вод различных горизонтов и обводнение недр. Но в ней дается общее описание гидрогео-

¹ Engler C. и Höfer H. Нефть. Т. 2, 1909, стр. 28.

логических особенностей Биби-Эйбатского месторождения нефти и отдельных его горизонтов, выясняется общая картина изменения химизма вод с глубиной. Нужно еще заметить, что хищническое использование нефтяных богатств на Кавказе мешало проведению исследовательских работ по изучению вод нефтяных месторождений, а поэтому и вопрос о поисковом значении вод не мог найти своего сколько-нибудь удовлетворительного решения в этот период.

II ПЕРИОД (с 1917 по 1935 г.)

После проведения национализации нефтяных промыслов в советское время была развернута широкая работа по изучению вод нефтяных месторождений Азербайджана и других районов страны. Изучение вопросов нефтяной гидрогеологии в этот период связано с именами А. Д. Архангельского, Г. А. Максимовича, Н. Т. Линдтропа, К. Л. Малярова, Д. В. Голубятникова, В. Т. Малышева, Т. Л. Гинзбург-Карагичевой и многих других. В основном работы указанных исследователей связаны с месторождениями Кавказа.

В 1924 г. была переведена с английского работа Дж. Шербона Роджерса «Химические соотношения вод нефтяных месторождений», написанная им в 1917 г. В ней приведены сведения о постановке исследований нефтяных вод в Америке, дан метод интерпретации и пересчета химического анализа вод, предложенный Пальмером и примененный Роджерсом (а затем и русскими исследователями), а также дано представление о водах ряда калифорнийских месторождений нефти. Роджерс указывает на поисковое значение нафтеновых кислот в водах.

К. П. Калицкий в предисловии к книге говорит, что выводы Роджерса имеют полное совпадение с выводами Д. В. Голубятникова, свидетельствующее о существовании общих закономерностей в составе вод месторождений нефти.

В 30-х гг. началось изучение вод нефтяных месторождений Урало-Поволжья. Первые исследования здесь были связаны с именами В. А. Сулина, А. А. Варова, Л. А. Гуляевой и других, проводивших работы в Верхне-Чусовском районе Уральской области (1933).

Исследования по изучению микрокомпонентов, главным образом J и Br, в нефтяных водах и их радиоактивности, начались также в 30-х гг. и связаны с именами В. И. Вернадского, А. П. Виноградова, Б. А. Никитина, Л. В. Комлева, В. Т. Малышева, А. А. Черепенникова, Н. В. Тагеевой, Е. Ф. Старика, Г. А. Максимовича и других. В этот же период началось изучение содержания в водах нафтеновых кислот (В. Рейснер, Н. И. Буторин, З. П. Букс, А. Б. Мальятский, Л. Я. Марголис и т. д.). Значительно позднее стали изучаться растворенные в водах нефтяных месторождений газы.

В 1932—1933 гг. В. А. Соколов впервые разработал и использовал для поисков нефти в СССР метод газовой съемки. Сущность этого метода заключается в том, что микроконцентрации углеводородных (нефтяных) газов в поверхностных слоях земли рассматриваются как прямой показатель наличия в недрах газовой или нефтяной залежи, дающей восходящий к поверхности (диффузионный или эффузионный) поток газов. В дальнейшем он широко был использован в практике нефтепоискового дела, хотя далеко не всегда давал предполагаемые результаты; позже основные принципы этого метода были положены в основу других методов, перекликающихся с ним. В какой-то мере ему родствен, хотя и значительно отличается от него, метод гидрохимической и водногазовой съемки.

А. А. Черепенников [1934] на основании рассмотрения данных по природным газам различных районов приходит к выводу о возможности выяснения по их химическому составу нефтеносности того или иного района. Он отмечает, что «мерилом большей или меньшей вероятности связи газа с нефтью служит степень сложности углеводородной смеси, присутствие или отсутствие в газе не только простейшего углеводорода метана, но и высших его гомологов — этана, пропана, бутана». Он указывает, что наличие в газе одного метана не может служить показателем нефтеносности; если же, помимо метана, присутствуют и его высшие гомологи, то это может служить указанием на связь газа с нефтью, особенно если, помимо метана и этана, содержится пропан, бутан и др. Правда, А. А. Черепенников оговаривается, что могут быть и чисто газовые залежи, не имеющие связи с нефтяными, содержащие не только метан, но и высшие углеводороды и поэтому можно говорить только о большей или меньшей вероятности нахождения нефти, судя об этом по степени сложности углеводородной смеси. В этом высказывании А. А. Черепенникова уже была заложена идея о возможности использования тяжелых углеводородов в газах для поисков нефти, которая, как мы увидим, была перенесена значительно позднее и на использование тяжелых углеводородов, обнаруживаемых в растворенных в водах газах в качестве поискового показателя на нефть.

Очень крупным событием второго периода в изучении нефтепоискового значения подземных вод является опубликованный в тех же 30-х гг. замечательный труд В. И. Вернадского «История природных вод» [1933—1936], составляющий часть его сочинения «История минералов земной коры».

Указанный труд В. И. Вернадского еще и по сие время может считаться наиболее значительным, классическим трудом по геохимии природных вод вообще. Большой интерес он представляет также для нефтяной гидрогеологии.

Являясь теоретической основой для изучения природной системы «твердое тело \rightleftharpoons вода \rightleftharpoons газ \rightleftharpoons живое вещество», учение В. И. Вернадского имеет огромное значение для постановки и решения вопроса об образовании нефтяных месторождений и о гидрогеологических (в широком смысле) показателях нефтеносности; поэтому мы и считаем необходимым остановиться несколько подробнее на некоторых принципиальных положениях этого учения. Последнее тем более необходимо, что широкий круг гидрогеологов — нефтяников молодого поколения недостаточно знаком с указанными работами В. И. Вернадского, которые не переиздавались более 20 лет.

Рассматривая природные воды как минералы¹, В. И. Вернадский дает их классификацию, основным положением которой является понятие о неразрывной связи природных вод с твердым веществом земной коры, с ее газовым режимом и живым веществом.

Подчеркивая исключительное положение воды в земной коре, он писал: «Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов. Нет земного вещества — минерала, горной породы, живого тела, которое ее не заключало бы.

¹ Заметим здесь, что этот взгляд В. И. Вернадского не был в дальнейшем принят минералогами и оказался мало приемлемым и для гидрогеологов.

Все земное вещество под влиянием свойственных воде частичных сил, ее парообразного состояния, ее вездесущности в верхней части планеты ею проникнуто и охвачено» [1933 стр. 9].

Он указывает, что две трети по весу живого вещества планеты состоит из жидкой воды, которая при своей огромной массе обладает к тому же еще и большой подвижностью, а также, в отличие от большинства других тел, находится на земле во всех трех физических состояниях: твердом, жидком и газообразном. Тот факт, что вода в газообразном состоянии распространена во всех оболочках планеты, придает большую подвижность ее молекулам и «связывает в единое целое все нахождение воды». На границе воды с различными другими химическими или физическими телами или на границах разных физических состояний самой воды подвижность водных молекул достигает максимума и создает поля свободной энергии. Здесь создаются динамические равновесия: твердые тела \rightleftharpoons воды, газы \rightleftharpoons воды, живые тела \rightleftharpoons воды, фазы воды между собою.

«Под влиянием свойственных воде могучих частичных сил, — говорит В. И. Вернадский, — подземные природные растворы принимают особое строение, ни для одного земного тела в таком масштабе не повторяющееся, закономерно расслаиваются, оставаясь единым жидким телом» [1933, стр. 10]. В этом высказывании В. И. Вернадского уже заложено понятие о гидрохимической зональности подземных вод и подчеркнута мысль о единстве вод¹. Эта последняя выступает с особой силой как только В. И. Вернадский касается вопроса о растворенных в водах газах. Он подчеркивает, что единая масса жидкой воды образует с газами единое целое для всей планеты равновесие: природные газы \rightleftharpoons природные воды.

На границе воды с газом создается и вечно идет непрерывный ток молекул. «Лишь мысленно, — говорит В. И. Вернадский, — можно разделить при нашем изучении природную воду и природные газы. В окружающей природе мы нигде не имеем газа, не связанного с водой, водного раствора, не заключающего газ» [1933, стр. 11].

Выделяя большое количество видов вод в природе (более 1000), он считает, что между ними есть реальная материальная связь, которая устанавливается прежде всего благодаря существованию газовых атмосфер, охватывающих все воды.

«Можно сказать, говорит В. И. Вернадский, что в аспекте геологического времени — порядка нескольких миллиардов лет — нет непрерывно замкнутых газовых областей, как и нет уединенных от них природных вод. Во все атмосферы проникает и в равновесии с ними находится водяной пар, а через него устанавливается через атмосферы связь друг с другом всех природных вод» [1936, стр. 562].

В. И. Вернадский отмечает и другие пути материальной связи между водами, в том числе — через систему тончайшей сети волосных вод, пронизывающих всю твердую материю земной коры.

Учение В. И. Вернадского о единстве природных вод, о их взаимоотношении с породами, газами и живым веществом, о их вездесущности является образцом диалектического подхода к изучению природных явлений и обнаружению взаимосвязей между ними.

¹ Следует отметить, что идея о единстве природных вод одновременно с В. И. Вернадским и независимо от него была высказана проф. В. Г. Глушковым в 1933 г. и Б. Л. Личковым [1933]. Последний также отмечал необходимость создания единого геологического учения о природных водах в целом.

Вскрывая все особенности воды как активного природного тела, наделенного огромными запасами свободной энергии, В. И. Вернадский очень высоко и объективно оценивает неизмеримо большую роль воды в процессах, происходящих в земной коре. «В земной коре ее роль была неизменно исключительной в течение почти всего, если не всего геологического времени. Это геологический факт первостепенного значения» [1936, стр. 18].

Эта столь ясная и естественная в представлении В. И. Вернадского оценка роли подземных вод в происходящих в земной коре процессах, к сожалению, учитывается не всеми исследователями-геологами и прежде всего геологами нефтяного профиля, что весьма затрудняет решение целого ряда вопросов нефтяной геологии и гидрогеологии и прежде всего — вопроса об образовании нефти, о формировании ее залежей, их разрушении и превращении самой нефти. До настоящего времени совершенно недостаточно изучена химическая роль воды в процессе превращения нефти в природе. А между тем В. И. Вернадский в свое время обращал на это внимание исследователей.

В созданной им классификации природных вод [1933, стр. 183—198] В. И. Вернадский особо выделяет семейство вод нефтяных месторождений, причем не только по различию их химического состава, но и по своеобразному подклассу, богатому углеводородами. Он отмечает, что эти воды во всей своей истории и в своем химическом составе стоят отдельно от прочих пластовых вод. Они почти всегда соленые, реже пресные (солончатые) и слабые рассолы, богаты двумя изотопами радия — радием и мезоторием первым, обогащены большим количеством гелия, богаты анаэробной (и аэробной?) флорой и, по его мнению, должны содержать свободный радиогенный кислород.

Месторождения жидких углеводородов В. И. Вернадский характеризует как своеобразные газогенные области с протекающими в них различными радиохимическими изменениями и с особыми метаморфизмами. Одним из ярких отличий этих вод от всех других он считает характер и количество растворенных в них органических веществ и газов, которые «являются следствием взаимодействия между водами и нефтями, с которыми они совместно встречаются». В этих водах растворены органические кислоты, часть которых «принадлежит к ряду жирных кислот, но часть является своеобразными стойкими соединениями, может быть связанными с нафтенами и с теми своеобразными циклическими углеводородами, которые характерны для некоторых нефтей» [1936, стр. 500]. Высказывая сожаления по поводу того, что органические кислоты вод почти совсем не изучены даже химически, В. И. Вернадский предполагает, что нафтенновые кислоты сопровождающих нефти вод должны быть различны для различных типов нефтяных месторождений. Например, для парафиновых нефтей они должны быть иными, чем для нефтей нафтенных. Как мы увидим ниже, это предположение В. И. Вернадского было подтверждено дальнейшими исследованиями.

Большой интерес представляют высказывания В. И. Вернадского о вторичном кислороде нефтяных вод. Он говорит: «Очень возможно — и теоретически неизбежно — образование в этих водах вторичного свободного кислорода (и водорода), образующегося на больших глубинах в стратиферу. Дело в том, что почти все известные нам случаи очень богатых радием вод по-видимому (больше $10^{-10}\%$ Ra) относятся к этим водам». [1936, стр. 500]. Здесь имеется в виду способность α -частиц диссоциировать молекулы воды с образованием свободного кислорода и водорода.

Если положение В. И. Вернадского о возможности образования вторичного свободного кислорода на больших глубинах имеет место в действительности, то тогда окажется более легко объяснимым целый ряд вопросов, которые сейчас не нашли однозначного решения. В частности к таким вопросам может быть отнесено наличие в целом ряде структур Волго-Уральской области в девоне на глубинах до 2000 м и более тяжелых и окисленных нефтей. Высокая закрытость недр в настоящем не позволяет думать, что туда может проникать растворенный в водах кислород атмосферы. Считать, что эти залежи подвергались разрушению уже в девоне или карбоне, когда заключающие их толщи (если допустить, что в девоне нефть тогда уже была) находились в зоне влияния поверхностных факторов, все же маловероятно. Предположение же об образовании в недрах этих месторождений вторичного, свободного кислорода могло бы объяснить указанное явление значительно проще.

Надо сказать, что вопрос о глубинном кислороде до настоящего времени не получил должного изучения и освещения в литературе.

Отмечая, что нефтяные воды, имея общие признаки, все же химически различны для разных районов, В. И. Вернадский считает, что это указывает на сложность связи их с нефтью и выдвигает как одну из задач дальнейшего изучения этого вопроса сравнение различий вод с разным характером нефтей, которые они сопровождают.

Признавая бессульфатность одним из характерных признаков нефтяных вод, В. И. Вернадский предполагал, что отсутствие сульфатов в них не может быть объяснено только вторичным восстановлением иона SO_4^{--} благодаря наличию в этих водах большого количества органических веществ. Он считал возможной, правда, вторичной причиной этого явления «...присутствие или отсутствие жизни, восстанавливающей сульфаты, анаэробных бактерий, которые несомненно встречаются на глубинах до 2—3 км в областях, где наблюдаются эти воды» [1936, стр. 501].

Предположение В. И. Вернадского базируется на исследованиях Бакинской лаборатории Н. Г. Ушинского, где в 1926 г. под руководством последнего было сделано открытие богатой анаэробной жизни в пластовых горячих нефтяных водах на глубинах более километра¹. Это было доказано работами сотрудников Н. Г. Ушинского, Т. Л. Гинзбург-Карагичевой, А. А. Малиянец, Э. А. Рейнфельд и др. Т. Л. Гинзбург-Карагичевой была доказана и способность некоторых видов бактерий восстанавливать сульфаты с образованием сероводорода.

В. И. Вернадский всячески стремился показать, что для вскрытия природы многих явлений воды, нефти и газы необходимо изучать совместно как флюиды, оказывающие неизбежно взаимное влияние друг на друга.

«Нефти и воды, — говорит он, — собираются вместе в зависимости от общих условий, которым подчинены в земной коредвигающиеся жидкости. Они, так же как и газы, собираются в дислоцированных участках земной коры, тесно смешиваются и разделяются, образуя несмешивающиеся растворы или эмульсии только благодаря резко отличным физическим свойствам». Он отмечает, что при смешивании, длительном соприкос-

¹ В. И. Вернадский в статье «Памяти профессора Н. Г. Ушинского», опубликованной в журн. «Природа», № 2, 1935, стр. 80, указывает, что одновременно и независимо это открытие было сделано в США Э. Бастиным, а в 1879—1891 гг. то же было установлено, но не было признано, инженером Штапфором в Цюрихе. Ни Н. Г. Ушинский, ни Э. Бастин об этом последнем не знали.

новении и проникновении газами и высокой температуре (до 100 и более градусов) идут многочисленные химические реакции взаимодействия между водами и углеводородами, которые не изучены. Что это так, ни у кого теперь не вызывает сомнений, однако приходится сожалеть только о том, что еще и до сего времени, через 20 с лишним лет после высказываний гениального ученого, эти вопросы остаются слабо освещенными в нашей литературе, а сама химическая сторона процесса взаимодействия указанных флюидов не изучена хоть в сколько-нибудь достаточной и конкретной форме, пожалуй, больше всего потому, что указанные флюиды изучаются каждый в отдельности, пусть как угодно детально. Только совместное их изучение и глубокий анализ полученных результатов, их всесторонняя интерпретация позволит исследователям глубоко проникнуть в природу многих явлений, которые сейчас все еще находятся в области догадок и предположений. В. И. Вернадский еще в 1933—1936 гг. указывает на необходимость изучения в нефтяных водах таких микрокомпонентов, как NH_4 , Ba, Sr, B, Ra и др. Касаясь совершенно неудовлетворительной методики изучения природных вод, В. И. Вернадский в предисловии к «Истории природных вод» отмечает: «При огромной сейчас у нас идущей работе над изучением природных вод необходимо для сохранения научно-важных данных не терять времени и ввести необходимые изменения быстро» и далее: «Необходимо ввести как обязательное требование количественное определение растворенных газов и выражение свободно выделяющихся газов в весовых единицах вод, из которых они выделяются».

В результате беглого обзора наиболее важных для наших целей положений В. И. Вернадского о природных водах вообще и в частности о водах нефтяных месторождений мы видим, что им были заложены теоретические основы для решения многих вопросов, которые весьма актуальны в настоящее время как в научном, так и в практическом отношении. В частности, в работах В. И. Вернадского уже 20—25 лет тому назад была подведена теоретическая база для изучения вопроса о роли воды в образовании залежей нефти и газа и о газогидрохимических критериях нефтегазоносности. Наиболее важными в этом отношении являются следующие положения.

1. Признание единства природных вод и неразрывной связи их с твердым веществом земной коры, с ее газовым режимом и с живым веществом.

2. Скопления вод и газов в аспекте геологического времени не могут существовать без взаимной связи.

3. Вода является активным природным телом, и ее роль в течение всего геологического времени исключительна.

4. Подвижность молекул воды очень велика, и она достигает максимума на границах ее с другими химическими и физическими телами, где создаются поля свободной энергии и устанавливаются динамические равновесия: твердое тело \rightleftharpoons вода; газ \rightleftharpoons вода; живое тело \rightleftharpoons вода, фазы воды между собою.

5. На границе воды с газом создается и вечно идет непрерывный ток молекул.

6. Характер и количество растворенных в водах органических веществ и газов выступает как следствие взаимодействия между водами и нефтью.

7. Различие органических кислот, растворенных в водах, обуславливается различием типов нефтей (предположение).

8. В глубоких недрах возможно образование вторичного свободного кислорода (и водорода) как результат воздействия радиоактивных элементов, которые всегда содержатся в водах нефтяных месторождений.

9. Химические различия подземных вод нефтяных месторождений (микрокомпоненты, SO_4^{--} , газы и пр.) указывают на сложность связи их с нефтью.

10. Общность условий, которым подчиняются все флюиды в земной коре, длительность их сосуществования, часто при высокой температуре, — приводят к различным химическим реакциям взаимодействия между водами и углеводородами.

11. Необходимо изучать все флюиды комплексно, учитывая их взаимосвязи и взаимопроникновение. Солевой комплекс вод необходимо изучать подробно, придавая большое значение исследованию растворенных газов.

Приведенные положения В. И. Вернадского свидетельствуют о том, что при постановке специальных научных исследований на высоком теоретическом и методическом уровне, при большой широте охвата и всесторонности рассмотрения вопроса, а также при соблюдении определенных количественных и качественных соотношений гидрогеологические критерии нефтегазоносности могут явиться весьма надежными и эффективными при оценке перспектив различных территорий. Для этого, как мы видим, имеются весьма большие и прочные теоретические предпосылки общего характера.

Из работ, относящихся к изучаемому нами вопросу и появившихся в 1934 г., нужно здесь упомянуть работу проф. К. Л. Малярова «Воды нефтяных месторождений». Не останавливаясь на ней подробно, отметим лишь, что К. Л. Маляров считает, что единственным химическим отношением, на котором может быть построена генетическая классификация нефтяных вод, является величина отношения $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$, что он и использует при построении своей классификации [1934]. Считая, что наиболее устойчивыми и постоянными составными частями нефтяных вод являются хлор и щелочи, К. Л. Маляров говорит, что «по величине отношения натрия к хлору каждая вода всегда может быть опознана, в какой бы стадии изменения она ни находилась». Это отношение, положенное в основу классификации природных вод В. А. Сулина при делении их на основные типы, представляет большой интерес как показатель метаморфизации соленых вод и рассолов, с которыми обычно связаны залежи нефти. В этом смысле указанное отношение, как наиболее устойчивое, приобретает большой интерес для обнаружения гидрохимических аномалий, которые в свою очередь могут быть отнесены к ряду косвенных показателей благоприятной обстановки для формирования нефтяных залежей. Но на этом вопросе мы остановимся в соответствующем разделе нашей работы.

Специально же вопросы о поисковом значении вод в работе К. Л. Малярова не ставились и не рассматривались.

III ПЕРИОД (с 1935 по 1948 г.)

Новый этап в развитии нефтяной гидрогеологии как науки и в частности вопроса о нефтепоисковом значении подземных вод знаменуется выходом в свет специального труда по нефтяным водам СССР В. А. Сулина [1935].

Книга В. А. Сулина представляет собой дополненный курс лекций, прочитанный им в Московском Нефтяном институте им. акад. Губкина.

Справедливо считая, что «рассмотрение состава и происхождения вод нефтяных месторождений мыслимо лишь на базе изучения природных вод вообще и, в частности, минеральных вод», В. А. Сулин перед специальной частью курса рассматривает химический состав и закономерности его формирования в природных водах в целом. В тот период ни в русской, ни в иностранной литературе не было сколько-нибудь исчерпывающих сводок по вопросам состава и происхождения минеральных вод и тем более вод нефтяных месторождений. Поэтому работа В. А. Сулина, рассматривающая эти процессы исходя из явлений взаимодействия вод и пород, постоянно протекающих в природе, представляет большой вклад в науку, хотя и содержит целый ряд недостатков. Автор, исходя из положений В. И. Вернадского, отмечает, что состав природных вод является продуктом сложного взаимодействия их с горными породами, газовыми атмосферами и органической жизнью. Однако, желая упростить систему, он в основном сводит ее к двум компонентам «вода — горные породы» и лишь частично отображает газы, насыщающие воды и породы и учитывает проявления органической жизни. Это лишает рассматриваемые вопросы полноты и всесторонности и сужает представления о происходящих в недрах нефтяных месторождений процессах в том плане, как это было намечено В. И. Вернадским. Однако и освещение процессов взаимодействия части системы «вода — твердое вещество» должно быть оценено как большая заслуга В. А. Сулина. В этой книге было впервые сделано описание вод нефтяных месторождений СССР и дана большая библиография по этому вопросу.

Разбирая вопросы классификации и отмечая, что В. И. Вернадский предлагал положить в основу классификации вод состав растворенных в них газов (1929, 1933), В. А. Сулин считает более естественным классифицировать воды по солевому составу, принимая во внимание, что растворимые соли составляют основную и наиболее изученную слагающую вод. Исходя из величин характеристик Пальмера, В. А. Сулин в своей классификации 1935 г. выделяет 12 классов вод, охватывающих все многообразие природных вод. Здесь же он приводит характерные коэффициенты состава вод, которые в дальнейших своих работах он кладет в основу выделения основных четырех типов вод (1946, 1948).

Не останавливаясь на этих вопросах подробно, отметим, что в работе 1935 г. В. А. Сулин выделяет всего два типа вод нефтяных месторождений — хлоркальциевые и щелочные. Первые принадлежат в основном к классу $S_1S_2A_2$ ¹.

Отношение $\frac{Na}{Cl}$ в хлоркальциевых водах меньше единицы (от 0,99 до 0,60²), а величина $\frac{Cl-Na}{Mg}$ больше единицы. Воды эти, как правило, не содержат сульфатов щелочных земель, имеют низкое значение второй щелочности и в основном представляют собой смеси хлоридов Na, Mg и Ca различной концентрации. По типу минерализации они являются солеными или рассолами и имеют относительно повышенное содержание таких микрокомпонентов, как Br, J, B, Fe, Ba, Sr, Ra. В. А. Сулин

¹ В. А. Сулин считал, что воды класса $S_2S_1A_2$ очень редки. Теперь мы видим, что глубоким бурением в Восточной Сибири доказано довольно широкое распространение вод этого класса, приуроченных к кембрийским отложениям.

² Теперь доказано наличие хлоркальциевых вод с отношением $\frac{Na}{Cl} < 0,1$.

отмечает определенные отношения между минерализацией этих вод, их первой соленостью и содержанием хлоридов щелочных земель: «Уменьшение минерализации будет отвечать уменьшению содержания в водах хлоридов щелочных земель и увеличению содержания хлоридов щелочей, т. е. возрастанию первой и уменьшению второй солености».

Вторую группу нефтяных вод — щелочных — В. А. Сулин подразделяет на 2 подгруппы: хлоридно-щелочные и сульфатно-хлоридно-щелочные. Первые характеризуются или полным отсутствием сульфатов или наличием их менее 1% эквивалента. Они представляют собой растворы различных соотношений хлоридов и карбонатов щелочей от вод с преобладанием хлоридов щелочей ($S_1A_1A_2$) до резко щелочных вод, с доминирующим значением карбонатов щелочей. Минерализация щелочных вод от долей градусов Боме до 10° Б. Причем воды с преобладающей первой соленостью имеют более высокую минерализацию. Чем выше минерализация вод, тем меньше величина их второй щелочности.

Хлоридно-сульфатно-щелочные воды имеют обычно низкую минерализацию. Среди них выделяется вода с преобладанием Cl и с преобладанием SO_4 . Первая более минерализована, чем вторая. Ион SO_4 в этих водах представлен исключительно сульфатами щелочей.

В. А. Сулин отмечает, что со щелочными водами нефтяных месторождений часто бывает связано присутствие H_2S в количествах до 200—300 мг/л; хлоридно-щелочные воды несут в себе иногда J и Br. Отметим здесь, что данные по микрокомпонентам в книге В. А. Сулина почти отсутствуют, и приводимые анализы характеризуют лишь общий солевой состав вод различных нефтяных месторождений СССР.

В указанной работе В. А. Сулина еще не были четко сформулированы основные положения, связанные с использованием подземных вод как критерия для оценки перспектив нефтеносности, но уже были намечены пути, которые использовались исследователями в дальнейшем для развития гидрохимического метода поисков.

Уже само создание классификации и отнесение нефтяных вод к определенным типам этой классификации и некоторые обобщения в области вопроса о составе этих вод и их специфике дали в руки исследователей возможность так или иначе начать работы с применением гидрохимического метода для поисковых целей.

Здесь нужно прежде всего отметить исследования, производимые по линии Института горючих ископаемых АН СССР группой В. А. Сулина. Так, В. А. Сулиным с группой сотрудников были проведены гидрохимические съемки и составлена карта прогноза нефтеносности Азербайджана с выделением районов различной степени перспективности. В основу составления карты было положено использование типов вод, содержания в них гидрокарбонатов натрия и хлоридов кальция, а также степень сульфатности вод. В результате были выделены участки для разведочных на нефть работ.

А. А. Варовым были проведены работы по Башкирии (1935—1936), связанные с использованием гидрохимического метода для поисков структур, а также работы по Эмбенской области (1936—1938), где он дал карту прогноза нефтеносности. При этом за основной критерий при составлении карт был принят хлоркальциевый тип вод, свойственный водам нефтяных месторождений этой области. Помимо изучения источников, автором изучались также озера, которые местами имели хлоркальциевый тип на общем фоне озер хлормagneиевого типа. Эти озера А. А. Варовым связывались с воздействием поднимающихся по дислокациям глубинных

вод. В качестве благоприятных показателей нефтеносности были выделены озера с повышенным отношением $\frac{\text{MgCl}_2}{\text{MgSO}_4}$.

В 1937—1938 г. Ф. А. Алексеевым была проведена гидрохимическая съемка соляных куполов южной части Эмбенской нефтеносной области, при которой удалось установить факты воздействия солянокупольных структур на изменение состава поверхностных вод, а именно — смешение поднимающихся глубинных хлоркальциевых вод с поверхностными других генетических типов. В результате этого смешения были обнаружены различные закономерности распределения отдельных типов вод. Например, в районе солянокупольной структуры Байчунас расположенное над ним пятно хлоркальциевых вод окаймлено водами сульфатнонатриевого типа, а на Доссоре — водами хлормagneиевого типа.

Над структурами Искине и Телегень хлормagneиевые озера обладают высоким коэффициентом метаморфизации, тогда как на периферии этих озер последний более низок, и воды содержат больше сульфата, а не хлорида магния. В результате этой работы Ф. А. Алексеева была составлена гидрохимическая карта, в основу которой положены типы вод и величины коэффициента $\frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}$.

Все указанные работы проводились в основном по линии оценки нефтепоискового значения солевого состава подземных вод и почти не затрагивали их газовой составляющей, несмотря на то, что в этот период уже стали появляться работы в этой области. В частности очень важной нужно признать работу В. П. Савченко [1935, 1936]. Базируясь на высказываниях В. И. Вернадского о роли газов в общей природной системе: «твердое тело \rightleftharpoons вода \rightleftharpoons газ \rightleftharpoons живое вещество», он разрабатывает целый ряд очень ценных теоретических положений, которые значительно позже были широко использованы геохимиками и гидрогеологами. Он впервые обратил внимание на то, что вода является одним из главных факторов, влияющих на газовый режим земной коры, и что в большинстве случаев именно гидрогеологическими условиями определяется химический состав газовых струй и возможность существования газовых скоплений промышленного значения.

В. П. Савченко, отмечая, что все поры, капилляры и трещины литосферы ниже постоянного уровня грунтовых вод и до глубины надкритических температур заполнены жидкой водой, считает, что промышленные скопления газа могут существовать только в толще таких водоносных пород, которые хорошо проницаемы и имеют большой объем сообщающихся пустот. Соприкосновение газов с подземными водами всегда обеспечивает подвижное равновесие: растворенные в воде газы \rightleftharpoons свободные газы.

Важен вывод В. П. Савченко о том, что газы могут образовать свободное газовое скопление только в случае, если количество газа превышает то, которое может раствориться в воде, находящейся в контакте с газодержащим участком литосферы.

Рассматривая радиоактивную природу гелия, В. П. Савченко приходит к выводу, что концентрация его в воде прямо пропорциональна времени пребывания этой воды в породах. Указанный исследователь ввел метод определения относительного возраста газа и воды по отношению $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ и разработал ряд других ценных положений.

В 1937 г. в трудах XVII сессии Международного геологического конгресса В. Т. Малышеком была опубликована статья на тему «Геохимические признаки промышленных залежей нефти». В ней подведены некоторые итоги его работ в области исследования нефтяных вод и в частности — вод Апшеронской нефтеносной области. Он отмечает факт смены в продуктивной толще апшерона жестких на щелочные воды и наличие во всех щелочных водах нафтеновых и жирных кислот. При этом содержание их в водах иногда достигает 1 г/100 г. Автор подчеркивает, что с удалением от контура нефтеносности количество нафтеновых кислот уменьшается.

Факт наличия натриевых солей органических кислот он рассматривает как надежный признак нахождения промышленных скоплений нефти. К показателям нефтеносности он относит также растворенные в водах углеводородные газы.

Интересны приводимые автором данные о большом сходстве вод грязевых вулканов с водами нефтяных месторождений Кавказа, на что также указывает и В. А. Сулин [1939]. В. Т. Малышек отмечает повышенное содержание в водах нефтяных месторождений J, Br, B, Ra, Mn и других элементов. При этом наибольшее содержание брома наблюдается в жестких водах, и оно возрастает по мере увеличения минерализации.

Таким образом, В. Т. Малышеком были даны основные отличия вод нефтяных месторождений Кавказа и намечены их поисковые показатели по микрокомпонентам.

В 1940 г. В. А. Сулиным совместно с Л. А. Гуляевой и А. А. Варовым была составлена карта прогноза нефтеносности по составу вод для Урало-Поволжья. В основу ее положено выделение типов вод и содержание в них сероводорода; по этим показателям выделен ряд областей различных по степени перспективности. В частности к перспективным был отнесен Шугуровский район, в котором были впоследствии установлены залежи нефти.

Аналогичные работы в 1939—1940 г. были выполнены для Русской платформы Н. К. Игнатовичем, который установил наличие закономерных изменений в химическом составе вод и переход поверхностных гидрокарбонатнокальциевых вод в хлоридносульфатные и хлоркальциевые глубинные. Последние характеризуют обстановку застойности недр, в которой возможно формирование и сохранение нефтяных залежей. Определяя границы областей распространения глубинных хлоркальциевых вод, Н. К. Игнатович устанавливает и зоны возможной нефтеносности.

В 1942 г. Е. А. Барс и Е. С. Иткиной была проведена гидрохимическая съемка в Аксубаевском районе Татарии. Ее целью было «установление возможных стратиграфических коррелятивов разреза пород, слагающих структуру, и выяснение возможности оконтуривания тектонической структуры на основании состава пластовых вод» [1943].

В результате анализа закономерностей распространения в водах сульфатов и хлоридов по площади структуры была доказана возможность выявления и оконтуривания структур на основе гидрохимической съемки. К такому же выводу указанные авторы пришли в результате проведения ими в том же 1942 г. аналогичных работ в Бугурусланском районе. Использование гидрохимических данных для уточнения направления оси Окско-Циньского вала было произведено А. А. Бакировым в 1940 году.

2 В. А. Кротова.

Большой интерес в этом отношении представляют работы В. М. Куканова [1945] по району Краснокамска, в которых он использует гидрогеологический метод для выявления глубинных нефтеносных структур.

На основании обнаружения в перми хлоркальциевых вод в сводовой части Краснокамской структуры и ассоциирующей с ними нефти В. М. Куканов делает вывод о гидравлической связи верхних горизонтов вод с нижними в пределах осевой и сводовой частей структуры. Он приходит к выводу, что гидрохимические закономерности локального характера отражают связь гидрогеологических условий с геологической структурой. «Там, где хлоркальциевые воды верхних горизонтов сопровождаются нефтью, — говорит В. М. Куканов, — последняя также является миграционной и служит прямым свидетельством наличия на данных участках глубинной нефтеносной структуры». Это положение подтвердилось впоследствии и на других структурах Урало-Поволжья.

Дальнейшие исследования в области изучения природных вод и вод нефтяных месторождений, с учетом многих указанных выше работ, позволили В. А. Сулину в 1946 г. в его работе «Воды нефтяных месторождений в системе природных вод» дать более систематизированное изложение вопроса об условиях и обстановках их формирования, изложить основы классификации природных вод, дать более детально описание особенностей вод нефтяных месторождений и сформулировать основные направления, по которым должно идти прогнозирование нефтеносности по составу вод. Последний вопрос выделен в самостоятельную главу.

Считая эту работу В. А. Сулина первой работой, систематизировавшей вопросы, касающиеся гидрохимических критериев нефтеносности, и наметившей дальнейшие пути решения этого вопроса, мы сочли необходимым на ней остановиться подробнее и одновременно напомнить некоторые положения этого исследователя в части формирования вод нефтяных месторождений.

Рассматривая процессы формирования химического состава подземных вод, В. А. Сулин увязывает их с условиями водообмена с поверхностью, зависящими от «степени гидрогеологической раскрытости пласта». Согласно Н. К. Игнатовичу, он расчленяет земную кору по степени гидрогеологической раскрытости на три зоны: зону свободного водообмена с земной поверхностью, зону затрудненного водообмена и зону отсутствия водообмена. В дальнейшем состав вод и их формирование он приводит по этим зонам. В результате рассмотрения процессов преобразования вод на земной поверхности и в земной коре В. А. Сулин устанавливает четыре основные обстановки распространения природных вод.

1. Континентальная обстановка существования и формирования вод сульфатнонатрового типа.

2. Континентальная обстановка существования и развития гидрокарбонатнонатрового типа.

3. Морская обстановка существования и формирования хлормagneзиевого типа.

4. Глубинная обстановка существования и формирования хлоркальциевого типа.

Соответственно В. А. Сулин выделяет четыре основных типа природных вод, исходя из величин следующих коэффициентов (табл. 1).

В свою очередь в каждом типе выделяются три группы вод: 1) гидрокарбонатная, 2) сульфатная, 3) хлоридная. Если тип характеризует обстановку существования вод и направление процесса изменения состава, то группа характеризует эти преобразования вод и фиксирует

Период с 1935 по 1948 г.

19

Таблица 1

Типы вод	$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{Cl} - \text{Na}}{\text{Mg}}$	$\frac{\text{Na} - \text{Cl}}{\text{SO}_4}$	Краткое обозначение
Сульфатонатровый	>1	0	<1	$\text{SO}_4 - \text{Na}$
Гидрокарбонатнатровый	>1	0	>1	$\text{HCO}_3 - \text{Na}$
Хлормagneиный	<1	<1	0	$\text{Cl} - \text{Mg}$
Хлоркальциевый	<1	>1	0	$\text{Cl} - \text{Ca}$

преобладающий анион состава. В каждой группе выделяются классы вод по величине характеристики Пальмера. Подгруппы вод, выделенные в каждом классе, устанавливают подэтап преобразования. Исходя из количественных взаимоотношений между второстепенными компонентами состава вод, выделяются роды и виды вод. При изображении состава вод для полноты представления приводится также формула воды в характеристиках Пальмера, коэффициенты $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}}$, $\frac{\text{Ca}}{\text{Mg}}$ и приведенные выше отношения.

Основными типами вод, с которыми ассоциируются обычно залежи нефти, как указывалось В. А. Сулиным еще ранее, являются воды хлоркальциевого и гидрокарбонатнатрового типов. Оба эти типа вод формируются в структурах хорошо изолированных от поверхности земли, т. е. в толщах, к которым обычно приурочены и промышленные залежи нефти.

Воды $\text{SO}_4 - \text{Na}$ типа свойственны раскрытым структурам, которые, если и содержат нефтяные залежи, то находящиеся в стадии разрушения. Хлормagneиный тип обычно находится в структурах промежуточного типа. С ним также могут иногда ассоциироваться залежи нефти (например, Бугурусланский район).

В. А. Сулин отмечает, что гидрокарбонатнатровый тип вод не является устойчивым в своем существовании в земной коре. Он распространен обычно среди пресноводных образований, обедненных сульфатами кальция, магния и хлоридами, или в морских толщах, в которых выщелочен тот же солевой комплекс. Условием сохранения его в недрах является достаточная изоляция участков его распространения от поверхности земли, определяющая возможность появления восстановительной бескислородной обстановки.

Одним из условий является также наличие органического вещества, обеспечивающее возможность течения процессов восстановления сульфатов, приводящих к образованию вод $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ типа, обычно свойственных зоне затрудненного водообмена. С ними ассоциируются нефтяные залежи в ряде районов Кавказской нефтеносной провинции (Апшеронский полуостров, Грозненско-Дагестанская область и др.), на Сахалине и других местах. В платформенных условиях основным типом вод нефтяных месторождений является хлоркальциевый, хотя в раскрытых и слабо закрытых структурах залежи встречаются и с другими типами вод (сульфатонатровый и хлормagneиный).

Как отмечает В. А. Сулин, в условиях зоны отсутствия водообмена в водах появляется новый компонент — хлорид кальция, не встречающийся во всех других типах вод, кроме хлоркальциевого.

На появление хлоридов кальция впервые обратили внимание американские исследователи, изучающие воды нефтяных месторождений американской платформы, однако они не могли объяснить этого явления. В. А. Сулин первый дал ему объяснение. Он отмечает, что «углубление явлений катионного обмена между водами хлормагнезиевого типа и кальциево-магнезиевым поглощенным комплексом некоторых осадочных пород должно неизбежно привести к появлению хлорида кальция» [1946, стр. 33]. Преобладание Са над Mg в поглощенном комплексе большей части осадочных пород при последовательно идущих процессах катионного обмена обеспечивает накопление в водах Са, что и приводит к проникновению хлоркальциевого типа вод. В. А. Сулин считал, что этот тип является единственным типом наиболее глубоких вод, что подтверждается новыми данными, полученными в итоге глубокого опорного и разведочного бурения.

Нам хочется здесь отметить некоторые интересные высказывания В. А. Сулина в отношении формирования хлоркальциевых вод. Он полагал, что формированию химического состава хлоркальциевых вод на больших глубинах в зоне метаморфизации, определяемой термально-динамическим воздействием и наличием магматических выделений, благоприятствует исчезновение на этих глубинах из состава пород сульфатов, заменяющихся сульфидами, а также проникновение в эту зону хлористоводородных эманаций из магматических очагов. «Взаимодействие хлористоводородной кислоты с породами дает новые возможности образования и последующего накопления в водах хлоридов кальция и магния», — говорит В. А. Сулин. Это последнее положение нам кажется очень существенным и важным при решении вопросов формирования природных вод, что, однако, часто не учитывается. Как известно, В. И. Вернадский допускал возможность объяснения наличия больших количеств хлора в воде океанов поступлением в его воды вулканических эманаций. Естественно сделать такое предположение в отношении глубинных рассолов.

Нам представляется важным также положение В. А. Сулина о том, что в огромном большинстве случаев хлоркальциевый тип вод некоторых озер следует связывать не только с явлениями метаморфизации вод в условиях поверхности, а относить за счет поступления глубинных вод хлоркальциевого типа по тектоническим нарушениям. Это хорошо видно на примере озер Эмбы, воды которых, по В. А. Сулину, представляют смесь подземных вод с водами отдельных водоносных горизонтов закрытых нефтеносных структур.

В. А. Сулин считает, что Мертвое море, воды которого имеют хлоркальциевый тип и минерализацию свыше 200—250 г/л, пополняет свои запасы глубинными водами закрытых нефтеносных структур этой области. Судя по низкому значению отношения $\frac{Na}{Cl} = 0,15—0,27$, величине $\frac{Cl}{Br} = 25—40$ и низкому показателю сульфатности $\left(\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl} = 0,1\right)$, высказанное В. А. Сулиным предположение имеет под собой почву. Это тем более вероятно, что Мертвое море расположено в зоне крупных разломов и в нефтеносной провинции.

Поскольку хлорид кальция является антиподом сульфатных соединений, широко распространенных в поверхностной зоне земной коры, В. А. Сулин считает маловероятной возможность формирования и существования в течение длительного времени хлоркальциевых вод на поверх-

ности. Поэтому он и делает вывод о том, что проявление его в этой зоне связано чаще всего с подтоком глубинных вод.

Это положение приобретает большую ценность для вопроса о гидро-геологических и гидрохимических критериях нефтеносности, поскольку может свидетельствовать:

1) о наличии структур в зонах проявления хлоркальциевых вод на поверхности или нарушений, служащих путями миграции нефти с глубины;

2) о возможности существования на глубине самих залежей, если эти воды имеют специфический облик вод нефтяных месторождений.

В результате рассмотрения вопросов формирования химического состава вод, закономерностей распространения их различных типов в земной коре и на ее поверхности, изучения и анализа микрокомпонентного состава, специфики вод нефтяных месторождений, а также сравнения их с водами ненефтеносных районов, В. А. Сулин разработал вопрос о прогнозе нефтеносности по составу вод, изложив его в специальном разделе упоминаемой выше работы [1946]. Среди показателей нефтеносности он выделяет состав вод, процессы десульфирования (бессульфатность, наличие H_2S) и специфические микрокомпоненты. Принимая во внимание, что $Cl-Ca$ и HCO_3-Na типы вод, с которыми связано в природе большинство нефтяных месторождений, имеют вообще широкое региональное распространение и в нефтеносных районах, В. А. Сулин справедливо отмечает, что сам по себе генетический тип еще не может явиться надежным показателем нефтеносности, а свидетельствует лишь о степени закрытости недр. Хлоркальциевый тип становится благоприятным показателем нефтеносности недр, если вода имеет высокую минерализацию, резко выраженную хлоридную группу, содержит хлориды щелочных земель и незначительное количество сульфатов (или совсем без сульфатов), а также нефтяные кислоты, бром и бор. Если же хлоркальциевые воды высокой минерализации имеют повышенное содержание сульфатов и не содержат йода и нефтяных кислот, то они характеризуют собой лишь высокую закрытость недр.

В. А. Сулин обращает внимание на то, что большой интерес для поисков нефти могут представлять выходы минеральных источников хлоркальциевого типа. Последующими работами было доказано, что выход этих вод в виде источников или других водопроявлений является часто достаточно надежным структурным показателем, так как они приурочены нередко к положительным структурам, могущим явиться ловушками для нефти.

Гидрокарбонатнонатровый тип вод, по В. А. Сулину, является благоприятным показателем нефтеносности также не всегда, а при высоком содержании гидрокарбонатов или хлоридов натрия, незначительной сульфатности, наличии H_2S , нефтяных кислот, йода и других микрокомпонентов, характерных для вод нефтяных месторождений.

Большое значение как показателю нефтеносности В. А. Сулин придает процессам десульфирования. Правда, процессы десульфирования протекают не только в обстановке нефтяных месторождений, они вообще широко распространены в природе, но наибольшего развития они все же достигают в них.

Показателем течения процессов десульфирования вод является содержание в них сульфатов и сероводорода. В. А. Сулин полагает, что основными факторами, определяющими величину содержания в водах сульфатов, являются:

- 1) химический состав вод, поскольку растворимость сульфатов в различных типах вод неодинакова;
- 2) литологический состав пород нефтяного месторождения;
- 3) интенсивность процессов десульфирования;
- 4) степень раскрытости месторождения.

При малой сульфатности разреза нефтяных месторождений или при его бессульфатности может иметь место полное десульфирование состава вод. В условиях высокой сульфатности разреза и постоянного поступления сульфатов из пород в воды полное завершение процессов десульфирования вод невозможно.

Для вод нефтяных месторождений характерно наличие сероводорода, который является продуктом протекающих в водах процессов десульфирования. В ряде месторождений, содержание H_2S в водах достигает 1—2 г/л и более. Но имеется много месторождений, воды которых не содержат H_2S . В. А. Сулин указывает, что воды многих месторождений нефти, не содержащих H_2S , в то же время являются бессульфатными. Это свидетельствует о том, что они претерпели процесс десульфирования, но продукт этого процесса — H_2S — не сохранился. В. А. Сулин считает, что наличие H_2S , величина его накопления или исчезновение обусловлены:

- 1) течением в водах окислительных реакций;
- 2) литологическим составом пород;
- 3) интенсивностью процессов десульфирования.

Поскольку в результате окислительных реакций H_2S окисляется, то образующаяся при этом сера выпадает из вод и накапливается в породах. Отсюда В. А. Сулин делает вывод, что в определенной обстановке сера может явиться показателем процессов десульфирования и по-своему выступает как показатель нефтеносности недр.

Поскольку в природной обстановке процессы десульфирования и накопления сероводорода развиты весьма широко и могут протекать и без участия нефти, В. А. Сулин не считает их прямыми показателями нефтеносности и относит к косвенным показателям. Это оправдывается тем, что процессы десульфирования все же наибольший масштаб приобретают в зонах развития нефтяных месторождений.

К показателям нефтеносности В. А. Сулин относит целый ряд специфических микрокомпонентов, которые обнаруживаются в водах нефтяных месторождений и прежде всего J, Br, B и нафтеновые кислоты. Заметим здесь, что нафтеновые кислоты были открыты еще в 1874 г. Геллем и Медингером в американских нефтях, а в 1890 г. детально изучены Асханом в бакинской нефти. В 1906—1913 гг., как мы уже упоминали, они изучались К. В. Харичковым в водах Кавказских нефтяных месторождений. На поисковое значение нафтеновых кислот, обнаруживаемых в водах, указывал Ж. Шербон Роджерс [1924]. Он, объединяя нафтеновые и жирные кислоты под общим названием нефтяных кислот, предполагал, что они являются «самыми важными нефтяными производными в водах, сопровождающих нефть» причем, он полагал, что химический состав воды влияет на ее способность растворять кислоты и указывал, что в щелочных водах эти кислоты должны присутствовать скорее в виде щелочных солей, чем в виде свободных кислот. В рассолах же, не содержащих щелочных карбонатов и содержащих лишь небольшое количество щелочно-земельных карбонатов, трудно ожидать быстрого образования солей органических кислот, а поэтому в них могут и не быть нафтеновые кислоты. Однако Роджерс не располагал данными о количественном со-

держании нафтенных кислот в водах нефтяных месторождений. В. А. Сулин [1946] отмечает, что нафтенные кислоты присутствуют в нефтяных водах в количествах от «следов» до сотен *мг/экв/л.*

Он оценивает их как прямой показатель нахождения в недрах нефти и считает, что содержание их в водах зависит от:

- а) химического состава нефтей,
- б) химического состава вод,
- в) близости залегания вод от нефтяной залежи.

По данным, приводимым В. А. Сулиным, содержание нафтенных кислот в европейских нефтях колеблется от 0,1 до 2,4%. Наиболее богаты ими нефти бакинские, эмбенские, румынские. Очень мало этих кислот в сураханских и эльзасских нефтях. Различие в составе нафтенных кислот, как указывает В. А. Сулин, зависит от состава нефти, а именно: богатые нафтенными углеводородами нефти содержат и максимальное количество нафтенных кислот. Парафиновые и ароматические нефти содержат меньше нафтенных кислот. Это подтверждает изложенное выше предположение В. И. Вернадского о том, что органические кислоты в водах должны быть различны для различных типов нефтей. Различное содержание нафтенных кислот определяется также различной их растворимостью в водах. В этом отношении большую роль играет и химический состав вод.

Ничтожное содержание нафтенных кислот в водах $Cl-Ca$ типа В. А. Сулин объясняет «трудной растворимостью в водах кальциевых солей нафтенных кислот».

Поскольку нафтенные кислоты поступают в воды в первую очередь из самой нефти, то максимальное накопление их, по В. А. Сулину, будет иметь место в водах, залегающих в непосредственной близости от нефтяного месторождения, а по мере удаления от залежи оно должно уменьшаться.

Говоря о поисковом значении йода, В. А. Сулин отмечает, что он является наиболее характерным показателем состава вод нефтяных месторождений, хотя содержание его имеет очень большие пределы колебания — от нескольких *мг/л* до 100 и более *мг/л*. Это распространяется не только на наши, но и на иностранные нефтяные месторождения.

Наибольшее содержание йода констатировано в водах пермских рифовых известняков Чусовских Городков и Ишимбая. В водах нефтяных месторождений девона и карбона Волго-Уральской области содержание йода не превышает 15—20 *мг/л*, обычно 5—10 *мг/л*.

По данным В. А. Сулина, в Краснокамске, Ишимбае и Нефтьчала было отмечено, что в водах, близких к нефтяной залежи, йод накапливается в больших количествах, чем в удаленных от нее. Базируясь на работах А. П. Виноградова, В. А. Сулин приходит к выводу, что «йод вод нефтяных месторождений своим первоисточником имел органическое вещество некоторых морских организмов», причем из органического вещества природных вод йод был передан из морских илов. Он отмечает, что содержание йода в водах нефтяных месторождений не зависит от типа этих вод. Как в водах $Cl-Ca$, так и HCO_3-Na типов содержание йода подвержено большим колебаниям. Различие в содержании йода в водах он объясняет различным характером нефтеобразующего органического материала, а также различной способностью пород отдавать водам сорбированный ими йод.

Оценивая поисковое значение йода, В. А. Сулин считает, что в близко расположенных нефтяных месторождениях со сходным литологическим

разрезом и с одинаковым химическим составом вод и нефтей он может быть использован как показатель нефтеносности недр, однако количественная зависимость между содержанием йода в водах и промышленной ценностью залежи не ясна. Обращая внимание исследователей на необходимость изучения с поисковой целью йода в минеральных водах неразведанных территорий, он считает, что все же оценка его значимости должна производиться осторожно и лишь явно повышенное содержание йода должно рассматриваться как положительный показатель возможной нефтеносности недр.

Указывая на очень широкое распространение в природных водах брома и на очень большие количества его в водах некоторых нефтяных месторождений, В. А. Сулин отмечает, что никакой генетической связи между бромом и нефтью не установлено. Если содержание в водах йода не зависит от типа воды, то максимальные концентрации брома приурочены к высококонцентрированным и глубоко метаморфизованным рассолам. В гидрокарбонатнонатровых водах содержание его невелико. В. А. Сулин оценивает бром как очень важный показатель условий формирования вод и обстановки их нахождения в настоящем. Это положение его целиком подтверждается дальнейшими исследованиями.

Бор, будучи наряду с бромом и йодом характерным компонентом вод нефтяных месторождений, по мнению В. А. Сулина, не является прямым показателем нефтеносности, но его наличие в водах имеет существенное значение для выяснения генезиса вод и условий их залегания. Указывая, что бор, в противоположность бром, в наибольших количествах накапливается в водах гидрокарбонатнонатрового типа, В. А. Сулин отмечает, что накопление его в водах определяется, с одной стороны, явлениями концентрирования вод, с другой, — процессами выщелачивания соединений бора из горных пород. Первое дает повышенное содержание бора в хлоркальциевых водах, второе — в гидрокарбонатнонатровых.

Одним из дополнительных косвенных показателей нефтеносности В. А. Сулин считает нахождение в водах аммония, признавая первоисточником его в водах первичное органическое вещество. Он отмечает факт нахождения аммония не только в водах, но и в породах нефтяных месторождений, в частности это было установлено им при изучении осадочных толщ кунгура Верхне-Чусовских Городков. Максимальное содержание аммония в водах хлоркальциевого типа. Все это, а также тот факт, что сохранению в недрах аммония благоприятствует восстановительная обстановка недр, необходимая для формирования и сохранения самих нефтяных залежей, и приводит В. А. Сулина к выводу о необходимости оценки аммония как косвенного показателя нефтеносности.

Полагая, что барий непосредственной связи с нефтью не имеет, В. А. Сулин все же считает возможным отнести и его к косвенным показателям нефтеносности, так как наличие его в водах указывает на имевшие место процессы десульфирования вод, которые сами по себе являются косвенными показателями нефтеносности.

Он отмечает также, что повышение содержания бария в водах обычно отвечает увеличению радиоактивности. Заметим здесь, что местами в нефтяных водах обнаружено также и очень высокое содержание стронция, который В. А. Сулин оценивает как компонент, имеющий широкое распространение в водах нефтяных месторождений, хотя генетически с нефтью и не связанный, но дополняющий общую характеристику

этих вод. А. Е. Ферсман считает, что стронций имеет парагенетическую связь с битумами.

В. А. Сулин обращает внимание также на факт нахождения в водах нефтяных месторождений фтора, обнаруженного Н. В. Тагеевой, и считает необходимым в дальнейших исследованиях обратить на него внимание.

Давая общую оценку значимости гидрохимических показателей и отмечая слабую разработанность теоретической базы этого метода оценки нефтеносности, В. А. Сулин приходит к следующим основным выводам.

1. Состав вод может быть успешно использован в целях общей оценки возможной нефтеносности недр.

2. Оценка нефтеносности по гидрохимическим показателям должна производиться непременно лишь комплексно, с учетом всех составных компонентов вод.

3. Гидрохимические показатели нефтеносности можно разбить на 3 группы:

1) прямые показатели — йод и нафтеновые кислоты;
2) косвенные показатели — химический тип воды и наличие процессов десульфирования;

3) «косвенные» показатели нефтеносности несамостоятельного значения» (Варов) — бром, бор, барий, стронций, фтор, радий и др.

4. Накопление нафтеновых кислот может иметь место не во всех типах вод (максимально оно происходит в водах гидрокарбонатнонатрового типа), а также зависит от состава самих нефтей.

5. Можно считать установленной связь йода с органическим веществом и нефтью, поскольку максимальное его накопление происходит исключительно в водах нефтяных месторождений.

6. Из четырех типов вод благоприятными показателями являются $\text{Cl}-\text{Ca}$ и HCO_3-Na при повышенной минерализации.

7. При оценке процессов десульфирования как благоприятный показатель нефтеносности следует учитывать химический тип воды.

8. Бром, бор, барий, стронций и др. микрокомпоненты не могут иметь самостоятельного значения при оценке нефтеносности, так как накопление их в водах нефтяных месторождений представляет частный случай их концентрирования в природных рассолах. Они дополняют общую характеристику воды, определяют ее генезис, условия залегания и отношение к нефтеносности.

9. Выдающееся значение как показатель нефтеносности имеет газовый состав вод (наличие тяжелых углеводородов, этана, бутана и др.).

10. К неблагоприятным показателям нефтеносности нужно относить окислительную обстановку, характеризующуюся наличием в природных водах окисных форм ряда элементов и прежде всего солей азотной и азотистой кислоты, окисных форм железа и марганца, солей аммония и др.

11. Завершающей фазой изучения вод в целях прогноза нефтеносности является составление карт прогноза для отдельных геологических областей и провинций по гидрохимическим показателям. При этом критерии оценки нефтеносности должны быть различны, учитывая распространение различных типов вод.

Сформулированные в 1946 г. В. А. Сулиным положения в дальнейшем широко были использованы в практике и легли в основу прогнозирования нефтеносности по гидрохимическим показателям, а его генетическая классификация стала общепринятой во всех научных и производственных организациях, занимающихся геологией и гидрогеологией нефтяных месторождений.

Надо заметить, что несмотря на ряд недостатков эта классификация, отображающая не только состав вод, но и обстановку, а также направленность его формирования, является наиболее удобной и приемлемой при изучении вод нефтяных месторождений и позволяет хорошо проследить закономерности в распределении этих вод.

В 1948 г. В. А. Сулиным была опубликована работа под названием «Условия образования, основы классификации и состав природных вод», а также курс «Гидрогеология нефтяных месторождений», в которых получил дальнейшее углубление ряд вопросов, но поскольку принципиально нового в вопросе о критериях эти работы не содержат по сравнению с предыдущей, мы на них не останавливаемся.

Оценивая работы В. А. Сулина как ценнейший вклад в изучение вод нефтяных месторождений и в том числе в вопрос о гидрохимических показателях нефтеносности, отметим лишь, что указанным автором слабо освещена газовая составляющая воды. Система «твердое тело \rightleftharpoons вода \rightleftharpoons газ \rightleftharpoons живое вещество» [Вернадский, 1933] в его работах не нашла полного освещения. Этот недостаток в какой-то мере был восполнен последующими исследователями.

Здесь нам хочется остановиться на работах Н. К. Игнатовича [1944, 1945, 1948], который внес значительный вклад в вопрос о поисковых показателях на нефть. Как велика роль В. А. Сулина в разработке гидрохимических показателей, так велика роль Н. К. Игнатовича в разработке собственно гидрогеологических показателей нефтеносности и оценке общих гидрогеологических условий с этих позиций. Заметим здесь, что и сами гидрохимические закономерности во многом определяются именно этими условиями, которые в свою очередь зависят от ряда факторов.

Н. К. Игнатович [1944], считая, что геолого-структурные и фациально-литологические условия в комплексе с физико-географическими играют огромную роль в определении гидрогеологических условий того или иного района, в то же время отмечает, что сами по себе они не могут объяснить распределения и формирования подземных вод. Произведя гидрогеологический анализ Русской платформы и Северного Кавказа, Н. К. Игнатович дал принципиальную схему закономерностей и условий формирования подземных вод, выделил три гидродинамические и соответствующие им гидрохимические зоны: зону активного водообмена, зону затрудненной циркуляции и зону застойного водного режима.

Выше мы упоминали, что идея о гидрохимической зональности принадлежит В. И. Вернадскому [1933], который установил эту зональность. Н. К. Игнатович разработал схему гидрохимической зональности на конкретном материале подземных вод Русской платформы и Северного Кавказа.

Идея о гидродинамической зональности была впервые выдвинута Б. Л. Личковым [1931] (о чем упоминает В. И. Вернадский [1933, стр. 366]); им высказана мысль о том, что граница между менее глубокими и более глубокими подземными водами должна проводиться по базису эрозии. В дальнейшем эта идея о роли базиса эрозии была автором разработана подробнее [1933]. Им была дана двухчленная схема гидродинамической зональности. Разрабатывая далее вопрос о гидродинамической зональности, Н. К. Игнатович в своих работах дает упоминаемое выше трехчленное деление гидродинамических зон.

В первой зоне, по Н. К. Игнатовичу, находятся активно промываемые части структуры, в которых происходит процесс интенсивного выщелачивания хлоридов и сульфатов, затухающий от поднятий к депрессиям.

Здесь формируются пресные гидрокарбонатные воды, а в областях депрессий и в засушливых районах — сульфатные и сульфатно-хлоридные. Во второй гидродинамической зоне, к которой приурочены глубокие части проточных артезианских бассейнов с затрудненным водообменом, происходит медленное вымывание из пород солевого комплекса и формируются гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридные воды, а в складчатых молодых областях также щелочные и термальные, иногда сероводородные воды.

В зоне застойного водного режима, обычно на больших глубинах и в закрытых структурах, где подземный сток происходит только в масштабе геологического времени, идет аккумуляция солей, метаморфизация вод и различные геохимические и физико-химические процессы (диффузия, осмос и пр.). В этой зоне формируются высокоминерализованные хлоридно-натриево-кальциевые воды и рассолы с содержанием брома, йода, радия и др. элементов. Обстановку этой третьей зоны Н. К. Игнатович и расценивает как наиболее благоприятную для нахождения нефтяных месторождений, поскольку воды указанного типа, как и нефть, для своего формирования и сохранения требуют тех же условий изолированности и замкнутости среды. Исходя из этого, Н. К. Игнатович считает, что генетическое родство $\text{Cl}-\text{Ca}$ вод и нефти не обязательно.

Нефтяные залежи приурочены также и к зоне затрудненной циркуляции, но здесь они связаны в основном со щелочными водами.

Выделенные Н. К. Игнатовичем гидродинамические и гидрохимические зоны, с теми или иными изменениями в деталях, нашли свое законное место в гидрогеологической науке и являются общепризнанными.

Для нефтепоисковой гидрогеологии очень важной явилась введенная Н. К. Игнатовичем следующая гидрогеологическая классификация геоструктурных элементов [1945]:

А. По степени раскрытости

а) раскрытые; б) частично раскрытые или полураскрытые; в) закрытые.

Б. По степени проточности

а) проточные; б) частично или слабо проточные; в) непроточные.

В. По степени промываемости

а) промытые; б) частично промытые или промываемые; в) непромытые или засоляющиеся.

Указанные понятия, введенные Н. К. Игнатовичем, особенно понятие о степени раскрытости и промываемости структур, вошли в практику нефтепоискового дела и также широко применяются при оценке перспектив нефтеносности. Высокая степень закрытости структур является одним из необходимых благоприятных условий для сохранения нефтяных залежей, а поэтому выступает как косвенный показатель возможной нефтеносности.

При оценке нефтеносности по гидрогеологическим показателям Н. К. Игнатович [1945] учитывает также палеогидрогеологические обстановки, в период которых так или иначе изменялась степень раскрытости или закрытости структур и в связи с этим изменялись условия их промываемости и проточности. Он отмечает, что часто наблюдаются и благоприятные структуры и хорошие коллекторы, и имеются нефтепроявления, но промышленной нефти нет. «Вероятно, часто, — говорит

Н. К. Игнатович, — во многих структурах нефть когда-то была, но определенно направленный в природе геолого-гидрогеологический процесс, связанный с циркуляцией подземных вод, процессами выветривания, жизнедеятельностью бактерий и пр., приводит к обеднению и разрушению нефтяных залежей (например, по карбону — Иссинская структура Пензенской области, некоторые структуры Саратовской области, по перми — Змеевка Татарской АССР и др.) [1945].

Положительной оценки заслуживают, по Н. К. Игнатовичу, комплексы пород, находившиеся в прошлом в зоне закрытой (не связанной с поверхностью земли) миграции подземных вод, а в настоящее время находящиеся в зоне застойного водного режима с наличием Cl—Na—Ca вод, а в складчатых областях — щелочных. При этом он подчеркивает особое значение динамичности подземной воды в условиях закрытости и отсутствия непосредственной связи с поверхностью.

Н. К. Игнатович справедливо отмечает, что, исходя из региональных условий, нефтеносную структуру или в целом провинцию можно оценивать с точки зрения состояния и роли тех же факторов, которые способствуют сохранению или разрушению нефтяных залежей. В этом отношении вопросы о гидрогеологических критериях нефтеносности и о гидрогеологических факторах формирования и разрушения залежей нефти тесно переплетаются между собою.

Исходя из анализа общих геолого-структурных и гидрогеологических условий, а также зональности вод, Н. К. Игнатович устанавливает два типа водоносности, характерных для нефтеносных провинций, — платформенный и горно-складчатый, — и дает оценку перспектив нефтеносности районов Русской платформы [1945, 1948] и в частности Урало-Поволжья. При выяснении условий формирования и сохранения залежей, по Н. К. Игнатовичу, весьма важно «учитывать местоположение оцениваемого района в отношении основных зон опреснения». Одна из таких зон находится «в пределах Уфимско-Камской полосы, а другая — на Западе, в области активно действующего водообмена со стороны Подмосковной котловины» [1945].

Наличие Предуральяского прогиба, по Н. К. Игнатовичу, является благоприятным моментом для сохранения нефтяных залежей, поскольку через него не могут поступать со стороны Урала пресные подземные воды ни в карбон, ни в девон платформы. Положительно им оцениваются площади, прилегающие к Прикаспийской впадине и Уралу, которые находятся в благоприятных условиях гидрогеологической обособленности.

Давая оценку перспектив нефтеносности пермских отложений Урало-Поволжья по гидрогеологическим показателям, Н. К. Игнатович к наиболее перспективным районам относит Пермское Прикамье, районы юга, прилегающие к южному Приуралью, Куйбышевскому Заволжью и северным склонам Каспийской депрессии, где не было активной циркуляции вод, промыва и выщелачивания пород. «Комплексы пермских пород, падающие в сторону депрессии и корнями связанные с последней, в отношении нефтеносности оказываются в наиболее благоприятных условиях». Перспективы нефтеносности площадей по направлению к Каспийской депрессии увеличиваются еще и потому, что здесь «может возрастать роль вертикальной миграции для рассолов, а следовательно и нефти», — говорит Н. К. Игнатович. Как показали дальнейшие поисково-разведочные работы в послевоенный период, эти прогнозы целиком подтвердились.

При оценке перспектив нефтеносности карбона исследователь отмечает важный факт перекрытия его пермью, «которая местами явилась

неплохим изолятором карбона от воздействия поверхностных факторов», что обеспечивает сохранность залежей на указанных участках.

К районам бесперспективным в связи с наличием интенсивного водообмена Н. К. Игнатович относит Подмосковский бассейн, Рязанскую, Тамбовскую, Пензенскую, частично Саратовскую области, районы Окско-Цнинского вала и Сурско-Мокшинских дислокаций и др. районы. Если исключить территории явно бесперспективные или с пониженными показателями нефтеносности, то площади оптимальных гидрогеологических условий для формирования и сохранения нефтяных залежей в карбоне, по Н. К. Игнатовичу, расположены примерно в тех же границах, которые даны для наиболее перспективных площадей пермских пород.

Оценивая как наиболее перспективные по карбону районы, примыкающие к северным окраинам Каспийской депрессии, где «крайне медленный подземный сток южного направления попадает в условия широко развитых закрытых структур», Н. К. Игнатович снова подчеркивает как положительный момент тот факт, что здесь «приобретает все большую роль вертикальная миграция рассолов и нефти». Как известно теперь, южные районы Волго-Уральской нефтеносной области действительно оказались наиболее перспективными не только по перми, но и по карбону.

Характеризуя как бесперспективные по девону западные и северо-западные районы Русской платформы, Н. К. Игнатович высказывает весьма интересные предположения в отношении соседних с ними на востоке районов. Он говорит: «Можно высказать предположение, что на платформе от западных областей питания девона и раскрытого его залегания в течение длительного геологического времени происходит весьма медленное перемещение молодых подземных вод, с внедрением их в зону древних хлор-натриево-кальциевых. В силу этого непосредственно примыкающие с запада к застойным областям зоны переходного водного режима будут характеризоваться пониженными показателями в отношении нефтеносности». К этой зоне он относит Центральные области платформы, которые, как показало опорное бурение и поисково-разведочные работы на нефть, оказались действительно бесперспективными.

Комплекс девонских отложений в пределах восточной части Русской платформы Н. К. Игнатович характеризует как благоприятный для сохранения нефтяных залежей и по условиям закрытости и по гидрогеологическим показателям (Cl—Са рассолы, бессольфатность и пр.).

Признавая подземную воду важнейшим фактором аккумуляции нефти, Н. К. Игнатович считал, что она именно в условиях своей динамичности в закрытых структурах на отдельном этапе геологической истории может привести к формированию нефтяной залежи, тогда как условия застоя на протяжении всей истории могут явиться неблагоприятными для возникновения залежей нефти. По этому поводу он говорит: «В отношении водного режима особенно благоприятным представляется наличие структур и зон нарушений, обусловивших на определенном этапе геологической истории более активную, но закрытую циркуляцию воды (разрядка наша — В. К.), сменившуюся позже условиями застойного режима».

Эти последние положения Н. К. Игнатовича, особенно о закрытой миграции, представляют исключительный интерес, и справедливость их подтверждается практикой. Как мы неоднократно отмечали ранее [1956, 1957], одним из проявлений этой внутренней, или закрытой миграции являются глубинные гидрохимические аномалии. Несомненно, что в усло-

виях полного застоя водной среды трудно себе представить процесс формирования залежей нефти.

В 1948 г. была опубликована книга Н. К. Игнатовича «Гидрогеология Русской платформы», которая явилась результатом его многолетних работ в области изучения подземных вод Русской платформы, Предуралья и Предкавказья. Наряду с большим количеством разбираемых в книге вопросов в ней освещены также вопросы деятельности подземных вод, связанной с формированием, сохранением и разрушением месторождений нефти и оценкой нефтеносности по гидрогеологическим данным. В ней изложены те же положения, которые были опубликованы автором в упоминаемых выше статьях 1944—1945 гг., но более обстоятельно делается оценка перспектив нефтеносности и даются карты перспектив для перми, среднего карбона, среднего девона, нижнего мела и третичных (юг), составленные автором в 1943, 1944 и в 1945 годах.

Характеризуя гидрогеологические и гидрохимические закономерности Русской платформы и характер нефтеносности, Н. К. Игнатович приходит к выводам (они были сделаны и в 1945 г.), что «крупнейшей нефтеносной провинции в пределах платформы соответствует как бы определенная гидрогеологическая провинция, на площади которой распределение и формирование различных типов подземных вод происходит в однообразных геологических условиях и подчиняется одним и тем же закономерностям. Поэтому всякие изменения в распределении различных типов подземных вод, в характере и степени минерализации их представляют особый интерес, так как такие изменения, будучи региональными, отображают изменение и в характере нефтеносности данной территории. Другими словами, зональности в распределении различных типов подземных вод соответствует зональность в распределении месторождений нефти и газа» (1948, стр. 262).

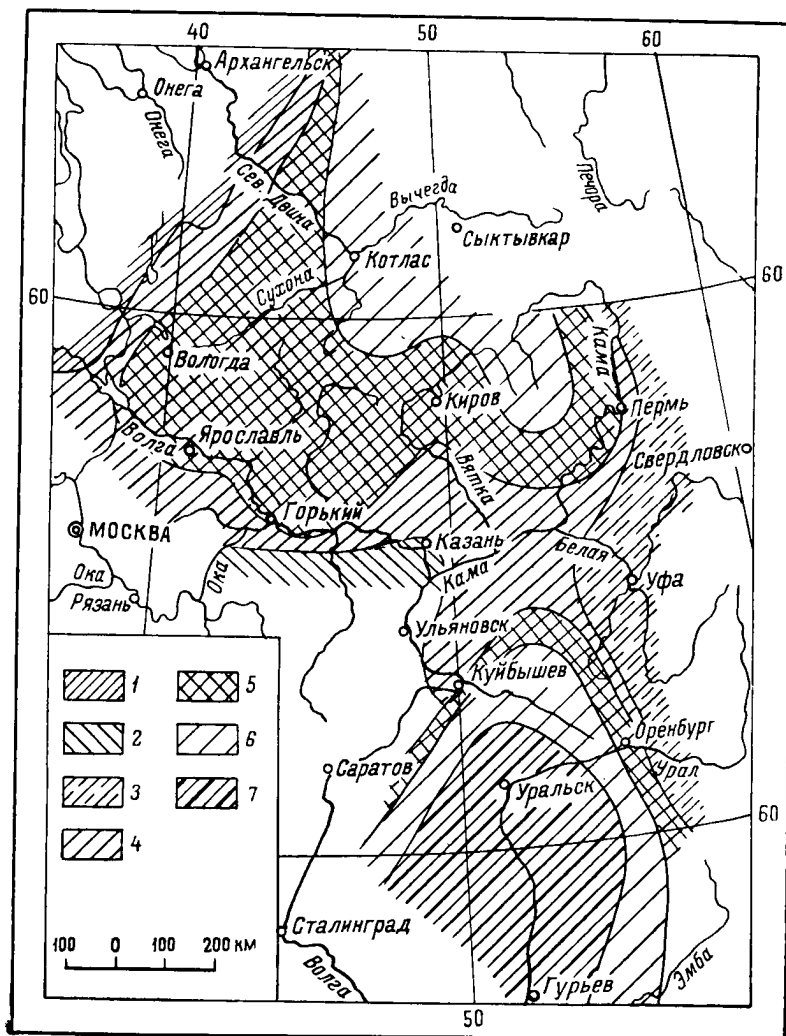
Эти положения, являющиеся принципиально верными и в настоящее время, находят подтверждение в работах целого ряда исследователей.

Особенно ценным является указание Н. К. Игнатовича на необходимость пристального изучения всяких изменений в распределении различных типов вод и нарушений общей закономерности.

В указанной работе он достаточно подробно останавливается на оценке перспектив нефтеносности по гидрогеологическим показателям не только палеозойских, но также и мезо-кайнозойских отложений южной половины Русской платформы и Северного Кавказа. Приводим здесь его карты прогнозов как пример карт, составленных по гидрогеологическим материалам (фиг. 1, 2, 3). Будучи составлены на сравнительно ограниченном и неравномерно распределенном материале по глубинным водам, эти карты в деталях устарели, однако они представляют большой интерес еще и сейчас.

Нам хочется еще раз подчеркнуть, что, как и в предыдущих работах, в работе 1948 г. Н. К. Игнатович особое внимание уделяет районам Прикаспийской впадины и прилегающим к ней с севера участкам. В частности, характеризуя перспективы нефтеносности мезозоя, он отмечает, что с геологической и гидрогеологической точек зрения эта впадина представляется исключительно благоприятной для формирования и сохранения нефтяных залежей. Это обуславливается следующим:

- 1) комплексы осадочных пород огромной мощности погружены на большую глубину;
- 2) эта структура с отдельными перерывами длительное время была в условиях большой закрытости;



Фиг. 1. Схематическая гидрогеологическая карта по перми (низы P_2 и верхи P_1) с прогнозом условий нефтеносности (по Н. К. Игнатовичу, 1944).

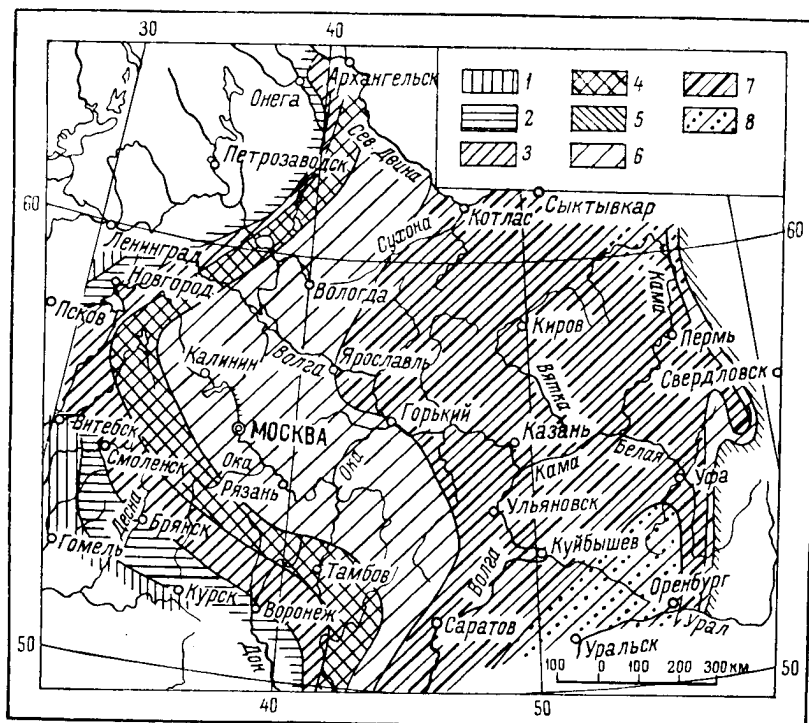
1 — зона активного водообмена в условиях раскрытых пород нижней перми, воды гидрокарбонатно-сульфатные, глубже сульфатно-хлоридные. Площади в отношении нефтегазоносности бесперспективные; 2 — зона водообмена в частично закрытых породах верхней перми, воды $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$, $\text{SO}_4\text{—Cl}$. Площади в отношении нефтегазоносности бесперспективные; 3 — зона активного водообмена с гидрокарбонатно-сульфатными водами в раскрытых породах перми и зона полувстойного режима с Cl—Na—Ca -рассолами в глубоко лежащих горизонтах перми. Нижняя зона перспективна в отношении нефтегазоносности; 4 — зона водообмена в условиях частичной раскрытости пород перми, воды $\text{SO}_4\text{—Cl}$. Площади в отношении нефтегазоносности малоперспективны; 5 — зона затрудненного водообмена в условиях частичной раскрытости пород нижней перми, воды сульфатно-хлоридные и хлоридные. Обстановка, благоприятная для разрушения залежей нефти и газа; 6 — зона полувстойного водного режима в закрытых структурах, Cl—Na—Ca -рассолы с минерализацией до 200—250 г/л. Условий, благоприятные для формирования и сохранения залежей нефти и газа; 7 — зона застойного режима в условиях глубокого залегания перми, Cl—Na—Ca -рассолы более высокой концентрации. Площади, перспективные в отношении нефтегазоносности.

Период с 1935 по 1948 г.

33

нирования вод палеозойских отложений восточной части платформы и о возможности продолжающихся процессов формирования нефтяных залежей.

Доказательством справедливости высокой оценки перспективности Прикаспийской впадины, данной Н. К. Игнатовичем в результате анализа геолого-тектонических, палеогидрогеологических и гидрогеологи-



Фиг. 3. Схематическая гидрогеологическая карта по кровле среднего девона с прогнозом условий нефтегазоносности (по Н. К. Игнатовичу, 1943).

1 — зона активного водообмена в условиях геологически длительного промыва пород, воды в основном гидрокарбонатные. Площади в отношении нефтеносности бесперспективные; 2 — условия, сходные с предыдущими, воды сульфатные. Площади в отношении нефтегазоносности бесперспективные; 3 — зона затрудненного водообмена, воды сульфатно-хлоридные с минерализацией до 10—15 г/л. Условия, благоприятные для разрушения углеводородов. Возможны локальные газовые залежи; 4 — зона затрудненного водообмена, воды хлоридные с минерализацией до 70—80 г/л, локальные залежи нефти и газа; 5 — зона активного и затрудненного водообмена в пределах западного склона Урала, воды — от хлоридных до гидрокарбонатных и сульфатных. Возможны локальные, еще не разрушившиеся залежи нефти; 6 — зона полустойного водного режима в условиях глубокого и закрытого залегания D_2 , $Cl-Na-Ca$ -рассолы с минерализацией до 200 г/л. Площади в отношении нефтегазоносности перспективны; 7 — зона стойного водного режима в условиях глубокого залегания D_2 , рассолы $Cl-Na-Ca$ типа. Площади в целом в отношении нефтегазоносности наиболее перспективны; 8 — зона с тем же гидрогеологическим режимом, рассолы особенно высокой концентрации в Предуралье и в направлении Каспийской депрессии.

ческих условий, является открытие в ее пределах целого ряда нефтяных месторождений, а также то, что в настоящее время перспективы ее оцениваются весьма высоко, уже с учетом новых данных, не известных ему.

В результате рассмотрения работ Н. К. Игнатовича мы видим, что его вклад в учение о гидрогеологических критериях нефтеносности очень велик. Им создана основа для более широкого регионального подхода к оценке перспективности территорий. Здесь особенно важно отметить, что Н. К. Игнатович: 1) обосновал необходимость при оценке перспектив

3 В. А. Кротова.

нефтеносности, помимо геолого-тектонического и фациально-литологического, производить гидрогеологический анализ структур и территорий;

2) разработал схему гидродинамической и соответствующей ей гидрохимической зональности подземных вод;

3) дал гидрогеологическую классификацию геоструктурных элементов по степени раскрытости, проточности и промываемости;

4) показал, что нефтеносность структур и провинций можно оценивать с точки зрения состояния и роли тех гидрогеологических факторов, которые способствуют сохранению или разрушению нефтяных месторождений;

5) отметил соответствие зональности в распределении различных типов подземных вод и месторождений нефти и газа;

6) показал, что при оценке территорий необходимо учитывать местоположение оцениваемого района в отношении зон опреснения в настоящем и в прошлом;

7) подчеркнул важную роль вертикальной миграции при формировании нефтяных месторождений;

8) впервые дал оценку перспективности и карты прогноза по гидрогеологическим показателям для широкой территории Русской платформы.

Как мы уже отмечали, очень важным для оценки перспектив нефтеносности является положение Н. К. Игнатовича об особом значении динамичности подземных вод и о том, что наиболее благоприятным условием является наличие структур и зон нарушений, обусловивших на определенном отрезке времени более активную, но закрытую циркуляцию подземных вод, сменившуюся на последующих этапах геологической истории условиями застойного режима. Многие положения Н. К. Игнатовича в дальнейшем получили широкое внедрение в практику нефтепоискового дела и теоретически развиваются в настоящем.

Вслед за работой Н. К. Игнатовича был опубликован труд А. И. Силина-Бекчурина [1949] по вопросам формирования подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала, в которой специально не разбираются вопросы о гидрогеологических критериях нефтеносности, как и вообще не ставятся вопросы нефтяной гидрогеологии, но некоторые положения этой книги представляют интерес в указанном плане. В частности при оценке перспектив нефтеносности важной является более четкая, чем у Н. К. Игнатовича, оценка А. И. Силиным-Бекчуриным гипсово-ангидритовой толщи кунгура как регионально-водоупорной и выделение в связи с этим двух водонасыщенных комплексов: нижнего, включающего разрез до гипсово-ангидритовой толщи ($D, C, P_1^{part} +$ нижняя часть P_{1g}^K) и верхнего, залегающего выше гипсово-ангидритовой толщи кунгура.

Как выяснилось последующими работами, распространением гипсово-ангидритовой толщи нижней перми по существу контролируются залежи нефти не только в перми, но и в карбоне, так же как распространение гидрохимической пачки казанского яруса контролирует залежи газа в верхней перми. Этими толщами и особенно первой обеспечиваются условия высокой степени закрытости недр, необходимые для сохранения нефтяных залежей, а поэтому само распространение этих толщ в разрезе нефтеносных районов должно выступать косвенным гидрогеологическим показателем нефтеносности или обстановки, благоприятной как для формирования хлоркальциевого типа вод высокой минерализации, так и нефтяных залежей.

Другим моментом указанной работы, как, впрочем, и задолго до нее опубликованной статьи А. И. Силина-Бекчурина [1941], является положение его о зонах разгрузки в районах дислокаций и связанное с ними понятие о куполах соленых вод, которое, как мы увидим ниже, также явилось важным при решении вопросов о формировании нефтяных залежей и оценке перспектив нефтеносности, и было положено в основу понятия о гидрохимических аномалиях.

Большой интерес указанные работы А. И. Силина-Бекчурина, как и ряд его других работ, представляют для решения вопроса об условиях формирования и обводнения нефтяных залежей.

Из опубликованных в тот же период работ, затрагивающих вопросы о гидрогеологических показателях нефтеносности, нужно упомянуть статью М. С. Кавеева [1948], который рекомендует применение метода газогидрохимических исследований в зоне свободного водообмена при проведении структурно-геологической съемки. Автор делает попытку установить специфические особенности подземных вод на примерах пресных вод источников Татарии.

Б. А. Бедер [1948] высказал предположение о возможном поисковом значении бром-йодного коэффициента. По приведенным им данным, этот коэффициент для вод, не связанных с нефтью, имеет величину не менее 85—100, тогда как для нефтяных вод он обычно колеблется от 3 до 20, не превышая 30. Б. А. Бедер приводит данные по многим месторождениям как СССР, так и зарубежных стран, подтверждающие его выводы. Однако этот коэффициент не получил широкого применения при оценке перспектив нефтеносности по гидрохимическим показателям, так как нередко случаи, когда мы имеем очень большие значения этого коэффициента для заведомо нефтяных вод, например, районов Урало-Поволжья, когда при высоких концентрациях брома в этих водах йод содержится в очень небольших количествах или отсутствует совсем.

Здесь следует остановиться на целом ряде интересных работ ВНИГРИ, выполненных специалистами по газам — А. А. Черепенниковым, А. В. Шуфертовым и Н. И. Трещиной. В коллективной работе указанных лиц в 1945—1946 гг., написанной в связи с поисками нефти в Ленинградской области и соседних с ней районах Прибалтики, отмечается необходимость комплексного изучения газов с тем, чтобы одновременно осветить и другие смежные вопросы (о нефтеносности, радиоактивности и т. д.). В ней указывается на необходимость изучения растворенных в водах газов с целью пополнить характеристику и самой воды, поскольку вода и растворенные в ней газы представляют единую систему.

Авторы отмечают, что В. П. Савченко в своих работах изложил основные закономерности в отношениях между газами и водами в земной коре и указал приемы исследований растворенных в воде газов и пути для установления связи их с возможными скоплениями газов. Но вошедшее в обиход как в работах В. П. Савченко, так и в работах А. Л. Козлова понятие об упругости газов не нашло своего точного определения. Желая восполнить этот пробел, авторы подробно разбирают вопрос об упругости газов и в частности — газов, растворенных в воде. Упругость последних есть «то давление свободного газа (иногда не имеющегося в наличии в действительности), которое существовало бы, если бы свободный газ находился в соприкосновении с данной жидкостью, и в растворе при этом (при достижении равновесия) оказалось бы то количество газа, которое в действительности понадобится». И далее: «упругость растворенной смеси

газов определяется по сумме упругости составных частей смеси с учетом их коэффициентов растворимости».

В своей кандидатской диссертации (1946) А. В. Шуфертов вопросу о растворенных в водах газах также уделяет большое внимание. Указывая, что эти газы обычно не имеют промышленного значения, он отмечает, что изучение их позволяет установить величины общей упругости газов, а это в свою очередь может помочь выявить направление, в каком следует производить поиски промышленных скоплений природных газов.

Таким образом, вопрос о значении упругости растворенных в водах газов как критерии нефтегазоносности работниками ВНИГРИ ставился в 1945—1946 гг. А. В. Шуфертов в своей диссертации указывал также на необходимость изучения бактериального мира подземных вод как поискового показателя на нефть.

В своей работе «Изучение газопроявлений и газоносности подземных вод палеозоя в северо-западной части Русской платформы» А. В. Шуфертов [1949] еще более подробно останавливается на вопросах газоносности подземных вод и уже делает выводы о перспективах нефтегазоносности этой территории Русской платформы. При этом оценка им дается на основании комплексного изучения общего солевого состава вод, содержания в них микрокомпонентов, радиоактивности и состава растворенных в водах и свободно выделяющихся газов.

М. И. Суббота [1948] при организации поисков нефти рекомендует метод водногазовой съемки, основанной на изучении растворенных в водах углеводородных газов, отбираемых на глубинах 2—15 м, из мелких скважин, родников и колодцев. В дальнейшем этот метод был широко применен при поисках нефти другими исследователями.

По линии ВСЕГЕИ изучением газовой составляющей подземных вод в указанный период занимались М. С. Гуревич, Н. Н. Ростовцев, О. М. Варваричева и др.

М. С. Гуревичем в Сосвинском и Камышловском районах Западного Приуралья еще в 1946—1947 гг. были установлены парагенетические связи химического состава подземных вод и газов, подтвердившие правильность взгляда на систему вода \rightleftharpoons газ как на единое природное тело. Крупным вкладом в решение указанного вопроса является кандидатская диссертация М. С. Гуревича, частично опубликованная позднее в Трудах Лаборатории гидрогеологических проблем [1948, т. III], но на ней мы остановимся подробнее дальше, поскольку она представляет, с нашей точки зрения, особый интерес в дальнейшем углублении изучаемого вопроса. Здесь же отметим, что в период 1935—1948 гг. были в основном выработаны те пути и направления, по которым пошло дальнейшее развитие и практическое применение гидрогеологических критериев при оценке перспектив нефтеносности широких территорий. Надо сказать, что наибольший упор в этот период был сделан, как это видно из изложенного, на изучение гидрохимических показателей (В. А. Сулин и другие) и в какой-то мере оценки с этих позиций общих гидрогеологических условий (Н. К. Игнатович, М. А. Гатальский, Б. Н. Архангельский и др.). Появившийся в указанный период метод изучения газовой составляющей подземных вод для поисковых целей не получил еще широкого применения, хотя эффективность его была уже доказана работами В. П. Савченко, А. А. Черепеникова, А. В. Шуфертова, М. С. Гуревича, Н. Н. Ростовцева, О. М. Варваричевой и другими.

Наибольшее развитие в изучении газовой составляющей подземных вод и применение ее как поискового показателя получило в следующем

периоде, после 1948—1949 гг. Этот период знаменует собой и наиболее полное внедрение в практику нефтепоисковых работ комплексного метода исследований, начало которому было положено ранее.

IV ПЕРИОД (с 1948—1949 по 1958 г.)

Еще в конце 30-х и начале 40-х годов в результате работ В. И. Вернадского, В. П. Савченко и других исследователей и накопившихся данных по гидрохимии подземных вод, позднее обобщенных в работах В. А. Сулина, было ясно, что использование только солевого состава вод при нефтепоисковых работах по гидрогеологии недостаточно. Нужно было на конкретном материале выяснить и показать региональную зависимость между солевым и газовым составом подземных вод применительно к поискам нефти и газа, внедрить глубже изучение растворенных газов в практику нефтяной гидрогеологии, аналогично тому, как это было сделано при изучении минеральных вод в целях бальнеологии и при решении региональных гидрогеологических задач (Н. И. Толстухин, А. И. Дзенс-Литовский и др.). Нужно было обосновать теоретические положения, связанные с применением комплексного использования вод и газов как поисковых критериев на нефть и газ и далее развивать то направление, которое возникло в рамках предыдущего периода в связи с проведением упомянутых работ В. П. Савченко, А. Л. Козлова, коллективов ВНИГРИ и ВСЕГЕИ. Значительным шагом вперед в этом отношении и является упоминаемая выше работа М. С. Гуревича.

В этой работе М. С. Гуревичу, несмотря на ограниченность рассматриваемых материалов, удалось, руководствуясь идеями В. И. Вернадского, развить эти идеи и конкретизировать обстановку и направленность геохимического процесса, приводящего к сосуществованию природных вод и газов. Автор установил типичные и атипичные связи между солевым и газовым составом подземных вод и изменение этих связей во времени и пространстве. В результате этого исследования М. С. Гуревича идеи и важные положения, высказанные В. И. Вернадским, В. В. Белоусовым, В. П. Савченко, Н. К. Игнатовичем и другими учеными, получили дальнейшее развитие и обоснование. Тем самым был восполнен пробел в работах В. А. Сулина, имеющих огромное значение для изучения солевого состава нефтяных вод.

Таким образом, в диссертации М. С. Гуревича, в которой был учтен и опыт работ его предшественников, было дано теоретическое обоснование практического применения растворенных газов для поисков нефти и газа. Это сыграло большую роль в дальнейшем развитии комплексного метода в нефтепоисковой гидрогеологии, разработке и применению которого посвящен ряд других работ М. С. Гуревича (1949, 1950, 1953) и различных гидрогеологов.

Мы считаем необходимым здесь более подробно остановиться на изложении некоторых выводов М. С. Гуревича, освещенных в упоминаемой выше работе 1948 г.

М. С. Гуревич указывает на существование определенной зависимости между величиной минерализации воды, ее солевым составом и количеством и составом растворенных в ней газов. Эта сопряженность изменения солевого и газового состава подземных вод зонально выдерживается на глубину и в пространстве. Анализируя данные по Уралу и Донбассу, указанный исследователь отмечает ряд закономерностей.

1. Количество растворенных в водах газов, в частности метана, изменяется в зависимости от степени сульфатности воды и содержания в ней хлоридов щелочных земель, а именно: уменьшение сульфатности воды сопровождается общим увеличением ее газонасыщенности, возрастанием содержания метана, снижением величины $\frac{Ar \cdot 100}{N_2}$ и увеличением отношения $\frac{He}{Ar}$.

2. «Сопоставление содержания метана и общей величины газонасыщенности с величиной коэффициента $\frac{Cl-Na}{Mg}$ выявляет зависимость, существующую между метаносностью подземных вод и отдельным количественным содержанием в них хлоридов кальция и магния. Пониженные величины газонасыщенности и содержания метана наблюдаются при полном отсутствии хлоридов кальция и наличии хлоридов магния. Воды, содержащие повышенное количество растворенных углеводородов, отличаются преобладанием хлоридов кальция над хлоридами магния».

3. Наиболее обогащены газами биохимического происхождения рассолы Cl—Ca—Na типа. Они обладают наименьшими по сравнению с другими типами вод значениями отношения $\frac{Ar \cdot 100}{N_2}$ и наиболее высоким отношением $\frac{He}{Ar}$.

4. «Величина коэффициента $\frac{Ar \cdot 100}{N_2}$ находится в тесной связи с изменением степени минерализации воды. Чем выше общая минерализация воды, тем меньшим значением этого коэффициента характеризуется растворенный в ней газ, и обратно — возрастанию его величины соответствует пониженная минерализация». С глубиной величина этого коэффициента уменьшается.

5. Отношение $\frac{He}{Ar}$ (в растворе) увеличивается по мере возрастания минерализации и глубины залегания подземных вод.

Далее автор дает газовую характеристику различных сулинских типов вод. Так, воды SO_4 — Na типа по составу растворенных в них газов являются кислородно-углекисло-азотными, кислородно-азотными, азотными, а на более значительных глубинах — метано-азотными. Обычно же метан в них или отсутствует или его очень мало. Отношение $\frac{N_2}{CH_4}$ не снижается менее 13. Общая обогащенность воды растворенными газами невелика. Отношение $\frac{Ar \cdot 100}{N_2} \div 2,98-1,56$, а $\frac{He}{Ar}$ малое. В водах Cl—Mg типа с хлориднонатриевым составом содержание метана возрастает при одновременном снижении газов воздушного происхождения. Коэффициент $\frac{N_2}{CH_4}$ уменьшается до 4,2 (Западное Приуралье) и 0,29 (Донбасс), убывает величина отношения $\frac{Ar \cdot 100}{N_2}$; общая газонасыщенность сходна с таковою у вод SO_4 — Na типа. По составу газов эти воды относятся к группе азотно-метановых. Воды Cl—Ca типа относятся по газовому составу к азотно-метановым, метановым и азотным. Содержание растворенного метана в них большое и в рассмотренных автором случаях не снижается менее 42%. Резко снижается величина $\frac{N_2}{CH_4}$ до 1,33—0,22 (Зап. Приуралье) и 0,04—0,17 (сев. окраина Донбасса). Величина

$\frac{Ar \cdot 100}{N_2}$ уменьшается при возрастании отношения $\frac{He}{Ar}$. Рассольные воды Cl—Ca типа отличаются наиболее высокой газонасыщенностью.

Характер газонасыщенности минерализованных HCO_3 —Na вод автором не был выяснен.

Приведенные выше закономерности сопряженного изменения солевого состава и газового состава подземных вод М. С. Гуревич связывает: 1) с общностью условий природных обстановок, в которых происходит их формирование; 2) с длительностью процесса взаимодействия подземных вод и природных газов, т. е. с теми причинами, на которые указывал в свое время В. И. Вернадский [1933].

Делая вывод о том, что «растворенная газовая фаза подземных вод изменяется соответственно глубине их залегания и приуроченности к определенным гидродинамическим зонам» и рассмотрев изменение отношений $\frac{He}{Ar}$ и $\frac{Ar}{N_2}$ с глубиной и увеличением минерализации, М. С. Гуревич отмечает, что эти отношения указывают не только на характер изменения генетических особенностей подземных вод, но отражают и гидродинамические условия на глубине их залегания. Для подземных вод зоны замедленного движения или полного застоя отношение $\frac{Ar}{N_2}$ имеет весьма малые значения, а $\frac{He}{Ar}$ — высокие. Для зоны активной циркуляции — наоборот.

М. С. Гуревич отмечает, что соответствие между увеличением минерализации, содержанием $CaCl_2$ и объемом растворенных газов биохимического происхождения обусловлено общей длительностью процесса метаморфизации за счет катионного обмена с породой. Углеводородные газы в этом отношении представляют исключение и их количественное содержание может не соответствовать величине, характеру минерализации и древности воды. Это ставится в связь с процессом десульфатизации, который, по М. С. Гуревичу, представляет типичный пример парагенетического солевого и газового состава подземных вод. Процесс десульфатизации, обусловленный или деятельностью бактерий, или непосредственным воздействием углеводородов на сульфаты, сопровождается образованием H_2S и окислением углерода до полного его превращения в углекислый газ, в связи с чем количество метана должно уменьшаться или быть целиком израсходовано и заменено азотом.

«Различным стадиям десульфатизации подземных вод отвечают различные величины отношения азота к метану, соответственно изменяется величина газонасыщенности воды и количество растворенных H_2S и CO_2 », — говорит М. С. Гуревич. Исходя из этого, азотные, бессульфатные, сильно метаморфизованные рассолы Cl—Ca типа, обладающие малой газонасыщенностью, он рассматривает как находящиеся в стадии полного завершения процесса восстановления сульфатов. «Уничтожение метана обусловило в данном случае снижение общей величины газонасыщенности, не соответствующей типу данных вод, и свойственной им высокой минерализации».

Говоря о характере изменения с глубиной газового состава подземных вод в различных районах, М. С. Гуревич приводит пример нефтеносных структур Краснокамска и Чусовских Городков, где газы в верхней части разреза азотные, ниже переходят в метано-азотные или метано-сероводородно-азотные, а на больших глубинах — в азотно-метановые. Примерно то же наблюдается в Донбассе.

В горизонтальном направлении также происходит качественное и количественное изменение растворенных газов. Так, по падению слоев от периферии к центру гидрогеологических бассейнов по мере изменения солевого состава вод, по М. С. Гуревичу, происходит смена газов воздушного происхождения смешанными — воздушно-биохимическими, воздушно-метаморфическими, а в районах наиболее глубокого погружения слоев — чисто биохимическими и метаморфическими газами и их смесью. М. С. Гуревич приводит примеры такого закономерного изменения газов по ряду районов, в том числе по Западной Сибири, где он выделяет три зоны, имеющие различную водно-газовую характеристику и различную степень продуктивности [1948, стр. 45].

Основной вывод, сделанный указанным исследователем, сводится к следующему: «Солевой и газовый составы подземных вод вследствие общности условий их формирования находятся между собой в парагенетической связи, определяющей сопряженность их качественного и количественного изменения как во времени, так и в пространстве».

Выводы М. С. Гуревича, сделанные им в результате его исследований, проведенных в плане высказанных В. И. Вернадским положений, имеют большое значение сами по себе и особенно ценны в практическом отношении, поскольку в руки исследователя дают новые поисковые показатели при оценке перспектив нефтегазоносности территорий и поисков нефти и газа.

В 1949 г. аналогичные исследования были продолжены по линии ВСЕГЕИ в связи с поисками нефти на территории Западно-Сибирской низменности, в Кузнецком бассейне и в Минусинской котловине (М. С. Гуревич, Е. Е. Белякова).

В результате этих работ были обнаружены, так же как и в Западном Приуралье, парагенетические связи подземных вод и газов. Был получен новый ценный материал, подтверждающий большое значение процессов десульфатизации в образовании дегидратированных $\text{Cl}-\text{Ca}$ и HCO_3-Na вод.

Выяснение вышеуказанных положений было сделано для ненефтеносных в то время районов, а поэтому оставался неясным характер парагенетических связей для районов заведомо нефтегазоносных. Эти работы были начаты М. С. Гуревичем для Бугурусланского района в 1950 г. и продолжены расширенной группой сотрудников ВСЕГЕИ. На результатах этих работ мы остановимся несколько позднее.

Н. Н. Ростовцев в опубликованной им статье [1950], признавая очень ценным поисковым показателем появление в подземных водах метана и тяжелых углеводородов, считает важным не столько качественные, сколько количественные содержания в водах этих газов. По его мнению, для оценки перспектив новых территорий может быть использована количественная величина упругости растворенных в водах газов. Он высказал предположение, что в одном и том же пласте в направлении газового или нефтяного месторождения следует ожидать возрастание концентрации воды, упругости газов и отношения в газе гелия к аргону, а с еще большим приближением к нефтяному месторождению в растворенных газах могут появиться в заметных количествах тяжелые углеводороды. Соответственно в водах в том же направлении должно уменьшаться количество сульфатов, появляться йод, нефтеновые кислоты и др.

В 1950 г. была опубликована работа А. Л. Козлова «Проблемы геохимии природных газов», в которой изложены современные взгляды на происхождение природных газов, освещена роль воды в газовом режиме

земной коры, вопросы подземного окисления углеводородов, развиты идеи В. П. Савченко об определении возраста природных вод и газов, рассмотрены вопросы методики поисков и оценки перспектив газонефте-ности отдельных районов. В книге приводятся интересные данные о гелионосности и по др. вопросам. Эта работа явилась очень ценным вкладом в изучение природных газов и в том числе растворенных в воде и, в совокупности с работами В. П. Савченко, подвела теоретическую базу для использования газовой составляющей вод при поисках нефтяных и газовых месторождений.

Оценке нефтеносности продуктивной толщи Апшеронского полуострова по гидрохимическим показателям посвящена статья Д. В. Жабрева и Н. И. Хацкевич [1950]. В ней отмечается закономерное изменение минерализации вод этой толщи с глубиной и соответствие между минерализацией и составом вод. Авторы приходят к выводу, что переход от «жестких» вод к щелочным во всех нефтеносных районах Апшеронского полуострова происходит при одной и той же минерализации, около 0,1 г-экв (около 5° Б), ниже которой встречаются лишь воды $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ типа. Объясняют это они влиянием нефтяной многопластовой залежи. На ряде графиков они показывают, как в водах той или иной площади последовательно шли процессы этого превращения по мере приближения к зоне нефте- и газопоявлений. Приближаясь к нефтегазоносной зоне, воды последовательно преобразовываются из $\text{SO}_4 - \text{Na}$ сравнительно высокоминерализованных, через слабо минерализованные $\text{Cl}-\text{Mg}$ и $\text{Cl}-\text{Ca}$, в $\text{HCO}_3 - \text{Na}$. Последние распространены в прикупольной части структур.

Авторы отмечают, что слабо минерализованные $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ воды могут явиться показателями нефтеносности лишь при высоком значении первой щелочности. По мере увеличения их минерализации должна уменьшаться первичная щелочность, доходя при минерализации около 5° Б до 0.

Проводя в дальнейшем гидрохимические исследования в том же плане, Н. И. Хацкевич в 1955 г. дает оценку перспектив нефтеносности районов Азербайджана. На основании своих исследований она приходит к выводу, что в пределах последнего все воды, связанные с нефтяными залежами, независимо от величины последних, не содержат сульфатов или содержат их в незначительном количестве. По мере приближения к залежи воды нефтяных месторождений Азербайджана обогащаются солями угольной кислоты, главным образом бикарбонатными, причем по мере обогащения вод углекислотой при уменьшении общей минерализации происходит увеличение содержания в них Na.

Выводя зависимость первой щелочности и второй солёности от суммы минерализации, автор предлагает графический метод относительной оценки нефтеносности структур, используя который, выделяет «зоны благоприятного состава вод».

Оценка перспектив нефтеносности Терско-Дагестанской нефтеносной области по гидрогеологическим показателям была сделана Г. М. Сухаревым в ряде работ [1946, 1948, 1951]. Им построены карты прогноза нефтеносности, в которых широко использовались данные о сульфатности воды. Г. М. Сухарев [1951], оценивая состав вод как показатель нефтеносности по коэффициенту В. А. Сулина $\frac{\text{Na}-\text{Cl}}{\text{SO}_4}$, вводит поправку на температуру. Поскольку большая температура понижает активность бактерий, а процесс десульфатизации нормально протекает при температуре 27°—60°,

он считает, что гидрокарбонатнонатриевый тип вод благоприятным показателем нефтеносности становится при высоком коэффициенте $\frac{\text{Na—Cl}}{\text{SO}_4}$ и при температуре ниже 70°. При температуре выше 70°, малом коэффициенте $\frac{\text{Na—Cl}}{\text{SO}_4}$, но при наличии в воде сульфатно-хлоридно-щелочной подгруппы, Вг, J, нафтеновых кислот состав вод также может быть расценен как благоприятный показатель нефтеносности. При температуре ниже 70° и низком коэффициенте восстановленности состав воды неблагоприятен в смысле возможной нефтеносности данного стратиграфического комплекса.

Автором установлено, что нефтяные залежи Терско-Дагестанской области окаймлены хлоридно-щелочными водами $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ типа, содержащими повышенное количество J, Вг и нафтеновых кислот. В газовом составе вод, кроме метана, содержится много тяжелых углеводородов. По мере удаления от залежей в составе вод появляются азотно-метановые и азотные газы. Последние свидетельствуют о бесперспективности структуры. Интересно, что по данным Г. М. Сухарева, в месторождениях, где температура вод весьма высокая, установлено снижение ее вблизи залежи. Автор объясняет это застойностью окружающих залежи вод, которые не подвержены влиянию температуры глубинных вод, поступающих из синклинальных впадин. Воды перспективно-нефтеносных структур, имеющие Cl—Ca тип, содержат J, Вг, Ra и повышенное количество гелия. Это воды глубоких погружений.

Более детально оценку перспектив нефтеносности указанной области Г. М. Сухарев делает позднее в монографической сводке [1954]. При составлении карт перспектив нефтеносности по гидрохимическим и температурным показателям он выделяет зоны водообмена и учитывает степень раскрытости и промываемости структур.

В 1948—1950 гг. В. А. Сулиным на основании выработанных им показателей была дана оценка перспектив нефтеносности по составу подземных вод Грузинской ССР.

В 1951 г. в изданиях АН СССР появилась работа В. А. Ковда и П. С. Славина «Почвенно-геохимические показатели нефтеносности недр», в которой нефтяная залежь рассматривается как своеобразный фактор, влияющий на почвообразование и придающий почвам специфические особенности, которые могут быть использованы как нефтепоисковые признаки. Это один из геохимических методов, которые были ранее использованы рядом исследователей: метод газовой съемки, впервые предложенный В. А. Соколовым в 1932—1933 гг., метод люминесцентно-битумной съемки В. Н. Флоровской, метод использования для поисков нефти окислительно-восстановительного потенциала (В. Э. Левинсон) и др.

Все эти методы не имеют непосредственного отношения к теме нашей работы, поэтому мы на них здесь подробно не останавливаемся, но о методе почвенно-геохимических показателей нам хочется сказать все же несколько слов, поскольку он связан в какой-то мере и с подземными водами.

Наблюдаемое в ряде случаев сильное засоление почв над нефтяной залежью или соляными куполами некоторые авторы объясняют влиянием глубинных вод, генетически связанных с нефтью. При этом миграция компонентов залежи к поверхности связывается с трещиноватостью пород в своде структуры, и предполагается возможным передвижение минерали-

зованных нефтяных вод по трещинам¹. Другая группа исследователей считает, что движение солей из глубин вверх происходит с пленочной влагой или объясняется явлением «всползания кристаллов» и т. д. Некоторые исследователи предполагают, что газовый поток обуславливает иссушение приповерхностных слоев породы и почвы и вызывает приток сюда грунтовых и почвенных вод с растворенными в них солями. Так или иначе считается доказанной возможность миграции вод и солей с глубины по дизъюнктивным нарушениям, зонам трещиноватости и др. путям, и исходя из особенностей нефтяных вод (высокая минерализация, бессульфатность, наличие хлоридов Са, содержание микрокомпонентов и т. д.), В. А. Ковда и П. С. Славин считают, что влияние их на химизм почв и почво-грунтов должно оказываться тем большим, чем лучше условия миграции глубинных вод к поверхности. Авторы указывают, что в некоторых южных районах минерализация почвенно-грунтовых вод в ненефтеносных территориях колеблется в пределах 10—80 г/л, тогда как над нефтеносными структурами она равна 80—200 г/л. Здесь значительную величину имеет и коэффициент хлоридности $\left(\frac{\text{Cl}}{\text{SO}_4}\right)$. «Показатель наличия в почвенно-

грунтовых водах хлористого кальция $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$, предложенный проф. Сулиным, весьма точно рисует контуры нефтеносной структуры и питания нефтяными хлоркальциевыми водами приповерхностных почвенно-грунтовых вод», — отмечают авторы и приводят весьма ярко выражающие их мысль графики (фиг. 4) и карты. Среди показателей нефтеносности рассматривается накопление в почвах углекислого кальция, йода и др.

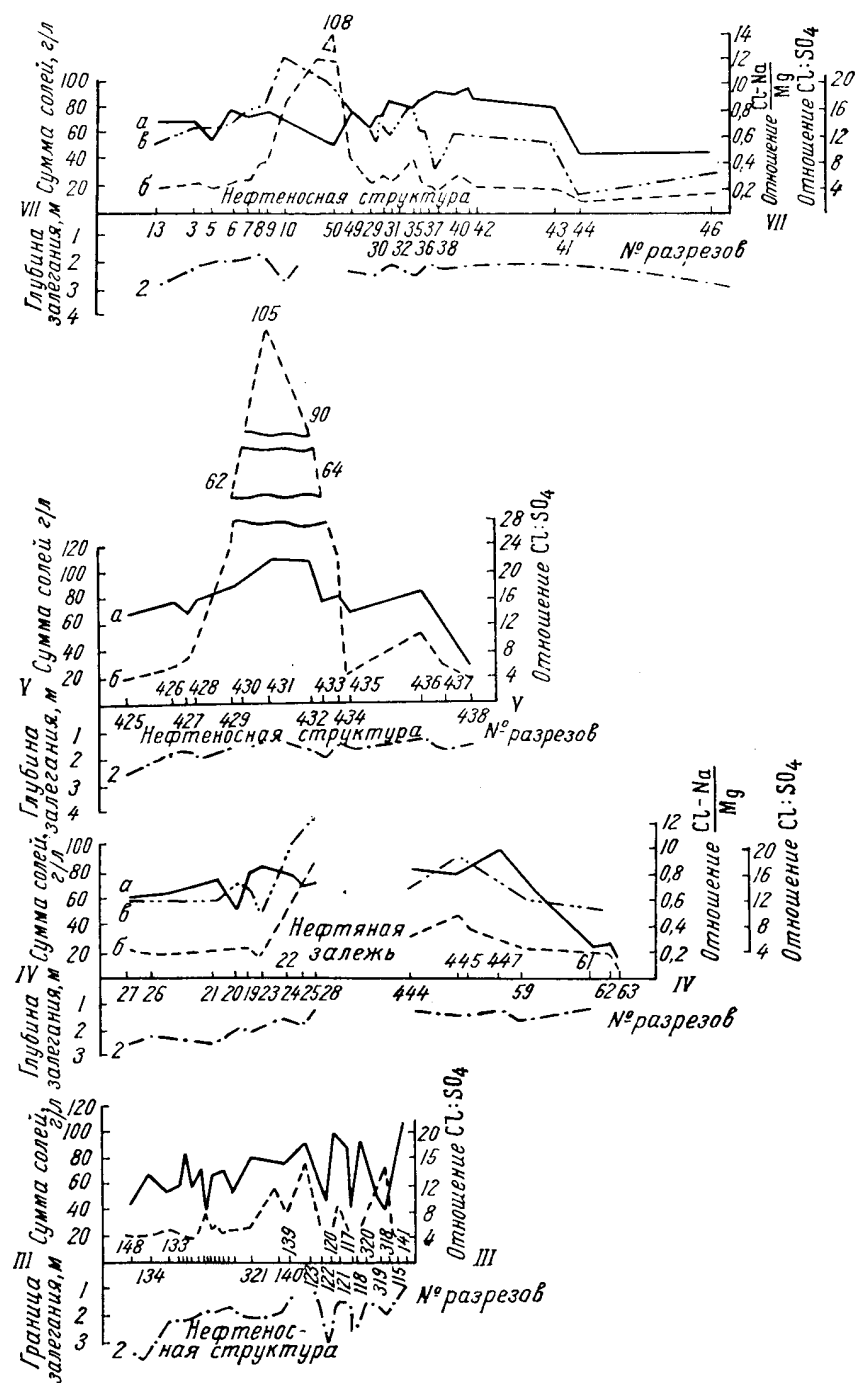
Т. И. Казмина [1951], рассценивая как один из важных поисковых показателей на нефть бессульфатность вод, в частности вод девона востока Русской платформы, отмечает, что большинство исследователей восстановление сульфатов считает немыслимым без прямого или косвенного участия микроорганизмов. Поскольку при изучении вод девона Т. И. Казминой не было встречено ни свободного H_2S , ни связанных его форм, она считает, что трудно предположить в них наличие сульфатовосстанавливающих микроорганизмов.

З. А. Колесник сульфатредуцирующие бактерии обнаружены в водах девона не были. Т. И. Казмина предполагает, что одной из причин подавленности микробиологических процессов может считаться низкая величина РН (4—5), поскольку развитие бактериальной жизни считается возможным в пределах значений РН от 5 до 10.

Помимо указанных процессов, снижающих сульфатность вод, Т. И. Казмина считает, что могут быть и чисто химические процессы, происходящие при концентрировании и метаморфизации вод. Появление в растворе хлористого кальция ведет к снижению сульфатности, поскольку сульфат кальция, обладая малой растворимостью, выпадает и поэтому самый процесс образования хлоркальциевых вод исключает значительное накопление сульфатов. Из факта угнетенности микробиологических процессов в водах девона, а также потому, что содержание в них сульфатов значительно ниже, чем предел насыщения, установленный для солевых растворов аналогичного состава, Т. И. Казмина делает вывод о том, что воды девона были десульфированы в более раннем возрасте.

Разбирая вопросы о микрокомпонентах в нефтяных водах востока Русской платформы, Т. И. Казмина высказывает предположение о том,

¹ Последнее допускалось, как мы указывали выше, В. М. Кукановым для Краснокамска.



Фиг. 4. Минерализация, химизм и глубина залегания от поверхности грунтовых вод по отдельным поперечникам, пересекающим нефтеносную структуру:

а — сумма солей в граммах на литр; б — отношение Cl : O₄; в — отношение $\frac{Cl-Na}{Mg}$; г — глубина залегания; III, IV, V, VII — поперечники.

что хотя накопление в водах брома связано в основном с процессами концентрирования, дополнительное их обогащение бромом могло происходить и за счет органического вещества и битумов.

Наиболее ярким показателем близости нефтяных вод с органическим веществом она считает йод, который при переходе органического вещества в анаэробных условиях в осадок легко десорбируется и переходит в легко растворимую форму, удерживающуюся в нефтяных водах. «Йод представляет элемент, который фиксирует своим присутствием в водах наличие продуктов распада органического вещества и может служить косвенным показателем нефтеносности», — говорит Т. И. Казмина. Более низкое содержание йода в водах нефтяных месторождений палеозоя Урало-Поволжья, чем в водах отложений более молодого геологического возраста, Т. И. Казмина объясняет улетучиванием йода и адсорбцией его породами, а также связывает с более древним геологическим возрастом этих вод и его физико-химическими свойствами. «В связи с этим, — говорит Т. И. Казмина, — абсолютное содержание йода нельзя принимать в качестве прямого показателя нефтеносности при сравнении нефтяных вод различных районов. В каждом случае необходимо учитывать всю сумму геохимических условий, в том числе и геологический возраст и условия залегания». Это положение является безусловно правильным, но, к сожалению, в практике нефтепоискового дела это не всегда учитывается и часто именно абсолютное содержание йода кладется в основу поисковых критериев.

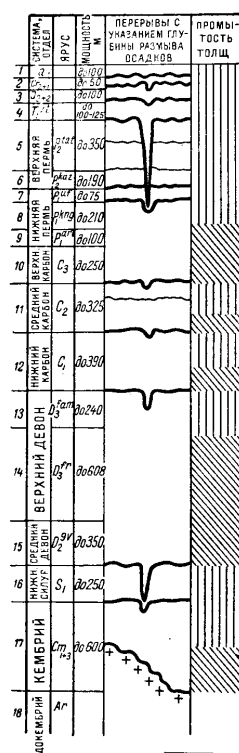
Отмечая, что аммоний является постоянным компонентом нефтяных вод и с этой точки зрения может быть показателем нефтеносности, Т. И. Казмина указывает, что удовлетворительного объяснения повышенного содержания солей аммония в этих водах еще не найдено, хотя, по ее мнению, тесная связь аммония с биосферой (содержание его в живом веществе от 1 до 10%) является доказательством его органического происхождения. Аммоний она считает «непосредственным продуктом распада смолистой части нефти».

Т. И. Казмина допускает, что источников повышенного содержания бора в нефтяных водах может быть несколько: морская вода, морская и наземная растительность, морские илы и т. д. Определенной поисковой оценки бора автором не дается, но отмечается, что особенно резко содержание бора повышается в нефтяных водах HCO_3 — Na типа, тогда как в водах Cl — Ca типа его значительно меньше. Содержание борного ангидрида в водах девона, по данным Т. И. Казминой, от 30 до 100 мг/л. Автором указывается на присутствие в нефтяных водах девона и других микрокомпонентов — Sr, Ba, K и др.

Отмечая отсутствие в Cl—Ca водах девона Урало-Поволжья фосфора и малое содержание в них фтора и нафеновых кислот, Т. И. Казмина объясняет это тем, что все эти микрокомпоненты образуют труднорастворимое соединение с кальцием и поэтому кальциевые соли их не могут накапливаться в водах и выпадают в осадок.

Указанная работа Т. И. Казминой [1951] представляет большой интерес с точки зрения вопроса формирования подземных вод востока Русской платформы. Вопросы поисковой гидрохимии затрагиваются в ней попутно.

Большой вклад в развитие вопроса о гидрогеологических показателях нефтеносности внесли работы М. А. Гатальского по северу и по северо-западу Русской платформы и сопряженных областей, которые он проводил в течение целого ряда лет. Развивая некоторые положения, затраги-



Лито-логический состав пород	Запад-ная часть	Цент-раль-ная часть	Восточная часть	
			Ветлужский прогиб	Вятский вал
1. Супглинки, валунные глины и пески	55	20	2	12
2. Глины, песчаники и пески	—	—	—	—
3. Темные глины с прослоями горючих сланцев, песчаники и пески	—	—	—	—
4. Кирпично-красные глины, слабые песчаники, грубозернистые пески и конгломераты	—	—	—	—
5. Чередование пестроокрашенных глин, мергелей и известняков с подчиненными слоями песков, загипсованных песчаников с включениями гипса	—	—	343	—
6. Известняки и доломиты с прослоями глин, мергелей, песчаников, ангидритов и гипса	—	10	108	188
7. Красноцветные глины, мергели, пески и гипсоносные песчаники с прослоями доломита и штоками гипса	—	—	29	—
8. Ангидриты голубовато-серые и гипсы с прослоями гипсоносных доломитов	—	85	210	166
9. Доломиты с подчиненными прослоями гипса и ангидрита	—	45	92	72
10. Известняки и доломиты загипсованные с прослоями глин, глинистых сланцев и ангидрита	—	215	248	237
11. Чередование известняков и доломитов с прослоями глин, песчаников, мергелей, гипса и ангидрита	—	180	327	326
12. Известняки с прослоями доломитов, глин, песчаников, сланцев, мергелей, гипса и ангидрита	—	63		288
13. Песчаники, глины, доломиты и известняки загипсованные с прослоями мергелей, ангидрита и гипса	448	157	200	240
14. Глины темные, известняки, песчаники и мергели с прослоями битуминозных известняков		608		297
15. Доломиты с прослоями ангидрита, песчаники, битуминозные сланцы, алевролиты	317	17	—	>303
16. Известняки, доломиты и пески	247	—	—	—
17. Вверху глины с прослоями песков и песчаников, внизу песчаники с прослоями глин	>574	347	—	—
18. Кристаллические и метаморфические породы				

Фиг. 5. Схематический сводный палеогидрогеологический разрез для северной части Русской платформы по линии Валдай — Киров (по М. А. Гатальскому).

ваемые в указанных выше работах Н. К. Игнатовича, М. А. Гатальский ставит и разрабатывает целый ряд совершенно новых вопросов, сыгравших немаловажную роль для оценки перспектив нефтеносности территорий.

Большой интерес представляет маленькая статья М. А. Гатальского «Палеогидрогеология и ее значение при изучении нефтеносных областей» [1951], в которой справедливо отмечается, что при прогнозах нефтеносности нельзя базироваться только на химизме подземных вод, не затрагивая вопросов их динамики и не делая палеогидрогеологического анализа района. Поскольку условия формирования подземных вод в течение сложной геологической истории могли многократно изменяться, то в соответствии с этим изменялся и химический состав вод, в частности процессы формирования $\text{Cl}-\text{Ca}$ вод могли повторяться, по М. А. Гатальскому, вновь в некогда уже промытых структурах. Соответственно, разрушенные залежи нефти могли при благоприятных условиях вновь образовываться за счет миграции. Отмечая, что слабое развитие вопросов палеогидрогеологии после П. Н. Чирвинского [1933] объясняется отсутствием методики и сложностью палеогидрогеологического анализа, М. А. Гатальский считает, что в основе этого анализа должны лежать палеогеография и палеотектоника, но, кроме того, в задачи палеогидрогеологии должно входить:

- «1) установление гидрогеологических циклов;
- 2) определение глубины размыва осадков в период континентальных перерывов;
- 3) установление направления движения, областей питания и областей разгрузки подземных вод для каждого гидрогеологического цикла;
- 4) определение мощности зоны циркуляции подземных вод для всех континентальных перерывов в осадках, отложившихся до наступления этих перерывов» [1951, стр. 45].

Автор приводит в указанной статье схематический сводный палеогидрогеологический разрез (фиг. 5) для северной части Русской платформы по линии Валдай—Киров, выделив на нем толщи, подвергавшиеся и не подвергавшиеся аэрации. Он указывает на двоякую роль континентальных перерывов — положительную, поскольку они создают глинистые покрывки из древней коры выветривания, способствующие в дальнейшем формированию залежей, и отрицательную, поскольку они вовлекли в зону интенсивной циркуляции мощные толщи осадков и обуславливали развитие в них окислительных процессов, обедняя продуктивность толщ.

В другой статье [1953] М. А. Гатальский, отмечая недопустимо малое значение, которое придается динамике вод в нефтепоисковой практике, справедливо говорит, что «химический состав подземных вод, которому уделяется так много внимания, является только следствием динамических процессов их преобразования. Поэтому, изучая следствие и не зная причин, породивших это следствие, невозможно разобраться и в самом процессе». Так же, как и Н. К. Игнатович, он считает, что именно динамика обуславливает не только формирование тех или иных типов вод, но и самих нефтяных и газовых залежей.

Разбирая вопрос о погребенных и застойных подземных водах и условиях их формирования и указывая, что Н. К. Игнатович, вводя понятие о зоне застойного водного режима, не считал эти воды совершенно неподвижными, М. А. Гатальский отмечает, что рассолы этой зоны медленно перемещаются к областям своей разгрузки. Останавливаясь на практическом значении динамики вод не только для формирования залежей, но и их обнаружения, М. А. Гатальский полагает, что «нефтяные залежи

должны быть окружены вытянутым в сторону движения подземного потока ореолом вод, характерных для нефтяных месторождений. Эти воды, имеющие специфический химический и газовый состав, должны образовываться в результате физико-химических взаимодействий между нефтью и медленно перемещающимся подземным потоком». Указывая на неизученность вопроса о радиусе воздействия нефтяных залежей на окружающие их воды, М. А. Гатальский полагает, что вниз по потоку он будет достигать значительной величины. «Последнее обстоятельство позволяет гидрогеологам не только определять возможное присутствие в изучаемых районах залежей нефти, но указывать, в какую сторону должны быть направлены дальнейшие поиски этих залежей». Теперь, когда на юге Удмуртии в карбоне открыты нефтяные месторождения (Вятское и др.) весьма интересно привести здесь вывод М. А. Гатальского, показывающий ценность гидрогеологических прогнозов при поисках нефти. Он говорит: «Даже те отрывочные гидрогеологические сведения, которые нам удалось собрать на структурах южной Удмуртии, указывают на распространение в карбоне почти типичных нефтяных вод с характерным для них содержанием газов, сульфатов, сероводорода, йода и брома». В то время еще не было открыто в Удмуртии ни одно нефтяное месторождение. На карте прогноза, составленной в 1952—1953 гг. и опубликованной в 1954 г., М. А. Гатальским эта зона выделяется как наиболее перспективная в пределах изучаемой им территории, что и подтверждено дальнейшими поисково-разведочными работами.

Очень важны для нефтепоисковой практики указания М. А. Гатальского на необходимость включения гидрогеологических исследований в период проведения подготовительных работ, до стадии бурения разведочных скважин. Так, в одной из статей [1954], говоря об определении перспективности структур, он отмечает: «Во многих случаях степень перспективности этих структур можно уточнить путем изучения пластовых вод и газов уже в структурных и структурно-картировочных скважинах, так как при наличии в структурах нефти пластовые воды и газы даже горизонтов, залегающих значительно выше нефтяной залежи, часто приобретают специфические особенности, характерные для вод и газов нефтяных месторождений».

При наличии нефтяной или газовой залежи вода, вскрытая в одной скважине, может дать сигнал об этом (по сульфатам, микрокомпонентам), даже если она не попала в контур нефтеносности, тогда как без этих сведений о воде при отсутствии прямых нефтепроявлений пробуренная за контуром скважина может вообще ничего не дать. Таким образом, хорошо изученные пластовые воды в одной разведочной скважине, отмечает М. А. Гатальский, могут дать больше знаний о перспективности данной структуры, чем несколько таких скважин без опробования.

Считая, что изучение пластовых вод должно опережать разворот разведочных работ, автор справедливо отмечает, что это позволит сократить объем разведочного бурения на бесперспективных структурах и более обоснованно намечать направление дальнейших нефтепоисковых работ на перспективных площадях, а также сократить затраты, связанные с оценкой перспективности структур и с разведочными работами.

Наиболее детально и систематизированно вопросы, поднимаемые М. А. Гатальским в ряде фондовых отчетов и статей, изложены в его монографической сводке по подземным водам и газам северной половины Русской платформы [1954]. В ней дается описание подземных вод с характеристикой растворенных в них газов, разбираются вопросы формиро-

вания подземных вод, распределения вод по зонам гидрогеологической раскрытости структур, дается гидрогеологическое районирование, но в целом вся работа подчинена основной задаче — оценке перспектив нефтегазоносности территории по гидрогеологическим показателям. Эта задача решается автором на основе всестороннего рассмотрения и анализа ряда факторов: палеогидрогеологических особенностей территории и гидрогеологических условий в настоящее время, наличия уже имеющихся признаков нефтеносности, химического облика вод и газов, условий закрытости структур и т. д.

Гидрогеологическое районирование автором произведено на основе геологического и геотектонического строения территории, определяющих условия раскрытости структуры, питания, стока и разгрузки подземных вод.

На карте районирования нанесены главнейшие геологические структуры и химические типы подземных вод с учетом степени их минерализации и привязкой к глубине и стратиграфическим горизонтам палеозоя. Приводятся многочисленные гидрогеологические профили, графики, схемы и карты с нанесением на них всех имеющихся в распоряжении автора фактических данных, что помогло ему методически правильно подойти как к гидрогеологическому районированию территории, так и к оценке перспектив ее нефтеносности. Эта работа представляет большой интерес прежде всего как методическая, связанная с оценкой перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим и гидрохимическим материалам.

Большое значение при оценке перспектив и составлении карты прогноза нефтеносности придается автором палеогидрогеологическому анализу: древним областям питания и разгрузки, континентальным перерывам и глубинным размывам, изменению направления подземных потоков во времени и т. д. На основании рассмотрения всех палеогидрогеологических данных и данных, характеризующих современные гидрогеологические условия, автор дает весьма интересные выводы, а именно:

«1. Отложения нижнего палеозоя интенсивно промывались почти во всю мощность. Поэтому они являются малоперспективными для поисков нефти и газа. Исключение составляет Польско-Литовская впадина, отложения которой почти не изучены.

2. К западу от Валдая девонские отложения были промыты на всю мощность и промываются в настоящее время. Поэтому они являются бесперспективными.

3. К востоку от Валдая девонские осадки становятся уже перспективными, причем перспективность их плавно возрастает с запада на восток.

4. Каменноугольные отложения могут представлять интерес в отношении нефтеносности только в районах, расположенных к востоку от меридиана Ярославля. Перспективность их в отношении поисков нефти и газа, так же как и девона, неустанно возрастает в восточном направлении, и в районе Ижевска они уже содержат в себе жидкую нефть.

5. Осадки верхней перми дважды промывались почти на всю мощность и на значительной территории промываются и в настоящее время. Поэтому они являются мало перспективными, а осадки нижней перми более перспективными» [1954, стр. 148—149].

Рассматривая состав газов как показатель нефтеносности пород изучаемой территории, М. А. Гатальский отмечает, что в толще палеозоя содержатся только азотные газы, причем в западной и северной части ее

4 В. А. Кротова.

они слабо обогащены биогенным азотом, имеют малую упругость и находятся в растворенном состоянии, тогда как на юго-востоке постепенно обогащаются биогенным азотом и гелием, а упругость их возрастает. При этом, помимо растворенных газов, начинают появляться свободные с дебитом в 10—1000 раз меньше дебита воды. В юго-восточной части территории местами наблюдаются более резко выраженные газопроявления и сухие залежи азотного газа, обогащенного биогенным азотом и гелием.

М. А. Гатальским дается карта районирования территории по составу и упругости газов. Он отмечает, что в обогащенности газов гелием устанавливается ясно выраженная закономерность: по мере движения на восток и юго-восток граница обогащенности газов гелием передвигается во все более высокие горизонты. Если в юго-западной части территории повышенное содержание гелия характерно только для газов нижнего палеозоя, то в юго-восточной и восточной оно фиксируется уже начиная с перми.

На основании анализа закономерностей в распределении углеводородов, биогенного азота и гелия, а также изменения упругости газов автор выделяет зоны различной перспективности для нефти и газа:

- 1) западную и северо-западную как бесперспективные;
- 2) центральную с небольшой перспективностью;
- 3) зону со все увеличивающейся перспективностью, начиная с Главного прогиба Русской платформы, на восток и юго-восток.

Далее как показатель нефтегазоносности рассматривается химический состав подземных вод и содержащихся в них микрокомпонентов в различных стратиграфических горизонтах, причем дается карта распространения последних в водах и выделяется зона с различным содержанием йода, брома и H_2S . В результате делаются выводы о перспективности территории по гидрохимическим показателям. Так же как и в предыдущих случаях, по этим показателям перспективность территории увеличивается в юго-восточном и восточном направлении, и наиболее перспективными для поисков нефти и газа являются юго-восточные части территории. В результате всего изложенного, а также учета степени закрытости структур автором дается карта перспектив нефтеносности, которая приведена на фиг. 6.

Такой метод оценки перспектив нефтеносности территорий, какой применили Н. К. Игнатович и М. А. Гатальский для различных районов Русской платформы, является заслуживающим большого внимания, почему мы и сочли необходимым остановиться на работах этих исследователей подробнее. Их достоинством является тесная увязка гидрохимических и гидрогеологических материалов, а также данных газовой составляющей подземных вод (М. А. Гатальский), что, к сожалению, учитывают далеко не все исследователи.

Заканчивая разбор работ М. А. Гатальского, связанных с оценкой перспектив нефтеносности территорий, отметим здесь, что очень важным является также разработанная им методика количественной оценки гидрогеологической закрытости структур, являющаяся дальнейшим развитием и конкретизацией положений Н. К. Игнатовича, и его вывод по вопросу о гидрогеологических аномалиях, но на этом мы подробнее остановимся в следующих главах, когда будем специально разбирать эти вопросы.

Теперь мы считаем необходимым остановиться на одном из направлений в нефтепоисковой гидрогеологии, которое приобрело в послевоенный период очень большое распространение и о котором мы частично уже говорили выше, — это гидрохимическая съемка.



1 — бесперспективные площади; 2 — площади, бесперспективные для верхнего и малоперспективные для нижнего палеозоя; 3 — площади, бесперспективные для перми и карбона и малоперспективные для девона и нижнего палеозоя; 4 — площади, бесперспективные для перми и карбона и возможно перспективные для девона и нижнего палеозоя; 5 — площади, перспективные для перми, возможно перспективные для карбона и нижнего палеозоя и перспективные для девона; 6 — площади, перспективные для девона и карбона и возможно перспективные для перми; 7 — площади, перспективные для девона и карбона и бесперспективные для пермских отложений; 8 — площади невыясненных перспектив; 9 — площади с ясными признаками нефтеносности пород; 10 — нефтеносные площади; 11 — главнейшие геологические структуры.

Большую роль как в разработке методических вопросов, так и в оценке перспектив нефтеносности по данным гидрохимических съемок сыграла гидрохимическая группа Института нефти АН СССР, о работах которой уже упоминалось. Развивая далее положения, высказанные В. А. Сулиным, руководившим этой группой до своей кончины, работники ее провели целый ряд гидрохимических съемок по различным районам Волго-Уральской области (Л. А. Гуляева, Е. А. Барс, Е. С. Гавриленко, В. С. Ключарев, В. А. Филонов и др.), Минусинской впадины, Кузбасса, Иркутского амфитеатра, Западно-Сибирской низменности (Е. А. Барс, Б. Г. Глезер).

В течение многих лет гидрохимические съемки в Саратовском и Сталинградском Поволжье проводил И. Б. Фейгельсон. Им впервые анализ солевого состава вод был проведен параллельно с изучением содержания в составе воднорастворимых газов горючих компонентов.

Методика проведения гидрохимической съемки и интерпретации ее результатов изложена в целом ряде работ и в частности в специальной работе Е. А. Барс «Гидрохимические исследования при поисках нефтяных месторождений» [1958], в записке к карте прогноза нефтеносности Русской платформы (Е. А. Барс, И. Б. Фейгельсон и др.) и других работах гидрохимической группы Института нефти.

Не ставя целью подробное изложение работ по гидрохимическим съемкам, остановимся на некоторых основных положениях этого метода оценки перспектив нефтеносности территорий.

Сама идея использования особенностей состава вод верхней зоны земной коры не нова, и была выдвинута гидрохимиками-солевикиами, в частности академиком Курнаковым и его учениками, на основании работ которых были открыты месторождения калийных солей Соликамска и др.

Как известно, весьма давно и широко изучение содержания в водах различных микрокомпонентов (Fe, Ni, V и др.) используется для поисков рудных месторождений. Надо сказать, что методически это последнее направление получило наиболее детальную разработку и широкое применение именно в практике поисков рудных полезных ископаемых.

Как уже указывалось в начале главы, первые гидрохимические съемки с целью поисков нефти были произведены В. А. Сулиным, А. А. Варовым, Л. А. Гуляевой, Ф. А. Алексеевым и другими в 1935—1940 гг., когда целый ряд вопросов не был еще разработан методически.

Из работ послевоенного периода, помимо исследований Института нефти АН СССР, мы уже упоминали работу В. А. Ковда и П. С. Славина [1951], рассматривающих солевой показатель в почвенно-грунтовых водах как показатель нефтегазоносности. Все эти работы основаны на выявлении на общем фоне вод и газов, свойственных поверхностной зоне данного участка, вод и газов аномального состава, появление которых связано с глубинным подтоком и поступлением по зонам трещиноватости и нарушений. Общей базой этих исследований являются теоретические положения, изложенные в работах В. А. Сулина, однако, как отмечает Е. А. Барс, они отличаются друг от друга как по выбору показателей, так и по методике проведения съемки и интерпретации ее результатов. Помимо того, и задачи съемок могут быть различны: в одних случаях выявление структурных показателей и зон нарушений, в других — только зон, обладающих различной перспективностью в смысле нефтегазоносности недр.

Излагая принципы гидрохимической съемки, Е. А. Барс указывает, что необходимо учитывать подверженность состава вод зоны свободного водообмена воздействию самых различных факторов: 1) географо-геологических (состав пород, геоморфология, взаимоотношение рельефа и тектоники, климат и пр.), 2) гидродинамических (направление, скорость движения и напор вод), 3) биогенных (деятельность бактерий, транспирация, 4) искусственных (откачка вод, загрязненность и т. д.). Она указывает, что при интерпретации данных съемки необходимо принимать во внимание «возможность течения разнообразных физико-химических и биохимических процессов, определяющих пути формирования вод: катионно-анионный обмен, явления адсорбции, диффузии, десульфирования, протекающие на фоне двух противоположно направленных процессов — выщелачивания или растворения минеральных солей и концентрирования солей в водах в определенных условиях».

Дифференцируя гидрохимические показатели нефтеносности, Е. А. Барс и И. Б. Фейгельсон к прямым показателям относят: 1) наличие в составе газовой фазы вод углеводородных газов, 2) нафтеновые кислоты, 3) йод, 4) десульфированность вод. К косвенным показателям они относят тип воды и ее минерализацию. Наиболее надежным из прямых поисковых показателей они считают присутствие в составе газовой фазы вод тяжелой фракции горючих газов (гомологов метана).

Учитывая, что в жестких водах нафтеновые кислоты образуют нерастворимые соли, отсутствие их в таких водах нельзя считать отрицательным показателем нефтеносности. Нафтеновые кислоты как надежный показатель нефтеносности выступают главным образом тогда, когда они обнаружены в щелочных водах $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ типа.

Все случаи концентрации йода в водах, по мнению авторов, следует рассматривать как указания на связь вод со скоплением органических веществ, которыми могут быть нефтяные залежи.

Признавая, что бром в водах связан с процессами выщелачивания из пород, авторы допускают привнос его в воды за счет вымывания из нефти.

Оценивая как характерный показатель нефтеносности бессульфатность вод, «обусловленную воздействием восстановительной обстановки нефтяного месторождения, в результате которого сульфаты, отдавая кислород на окисление органического вещества, исчезают из состава вод», авторы указывают, что при интерпретации материалов съемки необходимо учитывать следующее: «при высоких концентрациях природных вод сульфаты кальция могут начать выпадать из раствора вследствие их незначительной растворимости при данных условиях».

Отсутствие в водах сульфатов может быть объяснено и сильной выщелоченностью, промытостью пород разреза. Наличие в водах нефтеносных зон некоторых количеств SO_4 в свою очередь может быть связано с обогащенностью пород гипсами и ангидритами. Авторы отмечают, что для вод, восходящих к поверхности, важно здесь не только абсолютное содержание SO_4 в водах, но и его отношение к хлору $\frac{(\text{SO}_4)}{\text{Cl}}$, так как это позволяет выявить участки, несущие следы воздействия восстановительной обстановки, свойственной нефтяному месторождению. Тип воды и минерализация не могут служить показателем нефтеносности, но указывают на условия, благоприятные для сохранения залежей нефти в недрах.

Так, наличие высокоминерализованных вод хлоркальциевого типа говорит о благоприятных условиях для сохранения залежей нефти.

Проявление на поверхности этих вод может расцениваться как структурный и тектонический показатель.

Вообще гидрохимические показатели в поверхностной зоне, по мнению Е. А. Барс и других исследователей, представляют собой прежде всего показатели структурные, позволяющие установить наличие или отсутствие положительных тектонических форм (антиклинальных структур, куполов каменной соли, гипсовых штоков и т. д.) или дизъюнктивных нарушений. Второй задачей является выяснение возможности наличия или отсутствия глубинной нефтегазоносности.

В результате обобщения опыта гидрохимических съемок Е. А. Барс считает доказанной принципиальную возможность миграции глубинной воды, испытывающей влияние гидростатического напора и давления нефтяных газов, к поверхности по нарушениям, в направлении наименьших сопротивлений, в область пониженных давлений.

При проведении гидрохимических съемок очень важно знать закономерности в распределении подземных вод по вертикали и состав глубинных вод, проявление которых на поверхности и фиксируется при съемке. Е. А. Барс справедливо отмечает, что это обстоятельство сильно затрудняет интерпретацию данных гидрохимических съемок в новых, не изученных в гидрогеологическом отношении районах. Основываясь на опыте работы в Поволжье, она указывает на то, что необходимо при интерпретации данных съемок учитывать условия, при которых глубинные воды восходят к поверхности. В случае медленного поступления воды к поверхности и смешивания с пресными атмосферными или верхними пресными водами, циркулирующими по значительно промытым и выщелоченным породам, она сохраняет свой тип и особенности своего состава. В этом случае среди поверхностных вод в колодцах и источниках появляются пресные бессульфатные воды $\text{Cl} - \text{Ca}$ типа, иногда довольно высоко-метаморфизованные.

При смешении глубинных вод с относительно минерализованными водами других типов первые преобразуются и часто меняют свой прежний тип, и тогда нужен тщательный анализ для того, чтобы определить первоначальный геохимический облик глубинной воды.

Е. А. Барс предложила выделение в рамках основных генетических типов вод В. А. Сулина различных подтипов, определяющих принадлежность исследуемых вод либо к водам чисто поверхностного образования, либо к водам, химический состав которых отражает влияние подтока глубинных вод и нефтегазоносность недр. Это последнее сказывается в повышенном содержании в водах хлоридов щелочей и щелочных земель и в аномально низком содержании сульфатов. Таким образом, Е. А. Барс в каждом типе вод Сулинской классификации выделяет два подтипа поверхностного и глубинного происхождения. Правда, она указывает, что появление $\text{Cl} - \text{Ca}$ типа вод в поверхностной зоне всегда вызывает предположение о связи их с глубиной по трещинам или другим нарушениям, поскольку этот тип вод формируется в условиях закрытых структур, в зоне отсутствия водообмена.

Отмечая слабую изученность содержания в водах зоны свободного водообмена таких микрокомпонентов, как J , Br , B , NH_4 , нефтяные кислоты, Е. А. Барс указывает, что уже имеющиеся данные свидетельствуют о положительной оценке этих показателей. Очень важным, по ее мнению, является изучение воднорастворимых газов, таких, как H_2S , горючие газы, биогенный азот и другие. Формулируя в более общей форме задачу поверхностной гидрохимической съемки, Е. А. Барс отме-

чает, что она заключается в выявлении среди массы вод зоны свободного водообмена тех вод, которые несут в своем составе те или иные черты воздействия глубинных факторов — примеси глубинных вод и воздействия специфической обстановки нефтяного месторождения.

И. Б. Фейгельсоном [1952] на основании проведенных им гидрохимических съемок была составлена карта прогноза нефтеносности Саратовской области, представляющая значительный интерес, так как в ней широко использованы как гидрохимические показатели, так и газовые.

Обосновывая преимущества гидрохимической съемки с определением в водах газовой фазы перед газовой съемкой в подпочвах, И. Б. Фейгельсон отмечает, что «в процессе миграции из недр к поверхности газ не может миновать зоны грунтовых вод, и его следы остаются в воде, где и сохраняются неопределенно долгое время, ибо нужны особые условия температуры и давления, чтобы извлечь газ из воды». При отсутствии непроницаемых покрышек в подпочвенном воздухе газ может уходить в атмосферу, и не будет фиксироваться при исследовании.

И. Б. Фейгельсоном в зоне свободного водообмена в Саратовской области установлены все типы вод В. А. Сулина. При этом солевой состав грунтовых вод Правобережного и Левобережного Поволжья различен. Если в Правобережье преобладают гидрокарбонаты, вода обеднена хлоридами натрия, то в Заволжье в водах содержатся высокие концентрации легко растворимых солей, в частности хлоридов натрия. Это автор объясняет различной степенью выщелачивания солей в этих двух районах.

Сравнение среднего содержания газов грунтовых вод (CO_2 , O_2 , N_2) показывает, что состав их имеет небольшие колебания и близок как для различных типов вод В. А. Сулина, так и для обеих частей Саратовской области (Заволжье, Правобережье).

К перспективным площадям первой очереди И. Б. Фейгельсон относит те пункты, где в газовой фазе грунтовых вод установлено присутствие тяжелых углеводородов; к перспективным площадям второй очереди — пункты с содержанием в газовой фазе вообще углеводородных газов, и третьей очереди — пункты с выявленными выходами хлоркальциевых вод. Участки, где не было встречено в водах углеводородных газов и не фиксирован Cl--Ca тип, отнесены им к неперспективным.

При взгляде на карту перспектив нефтеносности бросается в глаза резкое различие между Заволжьем и прилегающими к Волге районами ее Правобережья, с одной стороны, и западными районами Саратовской области, — с другой. В последнем случае выходы Cl--Ca вод и углеводородных газов весьма редки, тем более с наличием тяжелых углеводородов. Несомненный интерес представляют выделенные И. Б. Фейгельсоном перспективные районы в зоне борта Прикаспийской впадины, а также в самой впадине и районы, прилегающие узкой полосой к левобережью реки Волги от города Энгельса на юг до устья реки Еруслан. Здесь отмечены выходы вод хлоркальциевого типа, содержащие в газовой фазе горючие газы, в том числе тяжелые углеводороды. Весьма хорошо на примере съемок И. Б. Фейгельсона подтверждено значение гидрохимических данных для выявления структурных показателей.

При составлении карты прогноза перспектив нефтеносности территории Русской платформы по гидрохимическим показателям И. Б. Фейгельсон, Е. А. Барс и другие выделяют районы: 1) перспективные по совокупности прямых и косвенных гидрохимических признаков, 2) перспективные по косвенным гидрохимическим признакам и 3) бесперспективные.

При этом в качестве величин концентрации ионов в водах, которые следует учитывать при определении гидрохимических признаков нефтеносности, авторы принимают следующие концентрации: йода больше 5 мг/л, брома больше 250 мг/л, сульфатов меньше 200 мг/л. Позднее И. Б. Фейгельсон [1955] при составлении сводной гидрохимической карты Саратовской области, помимо указанных концентраций, учитывает также нафтеновые кислоты, растворенные в газовой фазе углеводороды от следов и выше, тип вод, минерализацию и содержание радия.

Мы не разбираем здесь упомянутые выше другие работы по гидрохимической съемке (Е. А. Барс, Е. С. Гавриленко, В. Г. Глезер и др.), хотя все они имеют свою специфику и представляют интерес. Отметим лишь, что если в силу тех или иных причин гидрохимическая съемка не дает прямого ответа на вопрос о перспективности структур или районов, то, как показали многочисленные работы, этот метод дает большой эффект как структурный показатель.

К этому выводу приходит и М. И. Зайдельсон, производивший гидрохимические съемки в районах Куйбышевского и Ульяновского Поволжья и обобщивший данные этих съемок. Он отмечает, что «все участки, представляющие структурные поднятия, отразились гидрохимическими аномалиями».

Заметим здесь, что метод гидрохимических съемок для выяснения геологического строения широко применяют с 1937 г. и в США. Правда, для американских исследователей характерно отсутствие комплексного подхода к оценке солевого состава воды как структурного показателя, и они обычно используют какой-либо один показатель.

Безусловно, применение гидрохимической съемки без изучения газовой фазы вод очень резко снижает ее ценность, а поэтому надо считать методически правильным и необходимым обязательное совместное изучение солевой и газовой составляющей вод. Это тем более необходимо, что наличие тяжелых углеводородов в газовой фазе, по-видимому, является действительно одним из очень важных и, возможно, решающих показателей нефтеносности недр.

Давая анализ современного состояния и задач, стоящих перед геохимическими методами, Ф. А. Алексеев [1953] отметил весьма существенные недостатки в методике проведения и интерпретации полученных в результате их применения данных и указал на необходимость усиления научно-исследовательских работ по разработке теории и совершенствованию методики. Это безусловно справедливо и в отношении гидрохимической или, вернее, газогидрохимической съемки. Очень важным при этом является учет всех тех факторов и объективных обстановок, на которые указывает Е. А. Барс и которые часто сильно осложняют расшифровку полученных данных.

В 1954 г. была опубликована книга «Геохимические методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений», где ее авторы — А. А. Карцев, З. А. Табасаранский, М. И. Суббота и Г. А. Могилевский — освещают все существующие на этот период времени геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений: газовую и газо-керновую съемки, нефтегазовый каротаж, битумные и люминесцентно-битумные методы, водногазовую съемку, почвенно-солевые методы, микробиологические методы, метод окислительно-восстановительного потенциала. Значительное внимание авторами [А. А. Карцев и др., 1954] уделено и гидрохимическим методам.

Поскольку в этой работе приводятся некоторые новые данные, в какой-то мере дается обобщение существующих взглядов и материалов и оценка гидрохимических показателей нефтеносности, мы считаем необходимым остановиться на некоторых моментах, нашедших в ней отражение.

А. А. Карцев к числу прямых гидрохимических показателей относит растворенные битумы, йод и аммоний, причем указывает на наибольшее значение первых. Отмечая, что битумы, распространенные в природных водах, представлены в основном солями органических кислот (мылами), главным образом нафтеновых, А. А. Карцев пишет, что подавляющую их часть составляют натриевые нафтеновые мыла (нафтенаты). Все эти вещества называют «нафтеновыми кислотами» неправильно, так как натриевые нафтеновые мыла входят в состав первой щелочности (A_1), кальциевые и магниевые нафтенаты — в состав второй щелочности (A_2), свободные нафтеновые кислоты вообще не могут быть растворены в водах, входя в состав третьей щелочности (A_3). Помимо нафтеновых мыл, встречаются и мыла жирных кислот, которые слабо изучены.

А. А. Карцев указывает, что наличие и количества мыл в водах связаны с характером как нефтей, так и вод. «Обычно, чем больше нафтеновых кислот в нефти (точнее в ее светлых фракциях), тем больше и мыл в воде данного нефтеносного горизонта при прочих равных условиях». Наибольшее содержание нафтеновых кислот в нефтях, особо богатых нафтеновыми углеводородами.

В жестких водах могут содержаться только кальциевые и иногда магниевые нафтенаты. Поскольку кальциевые мыла мало растворимы, они не могут в водах содержаться в значительных количествах, выпадая в осадок.

Максимальное количество нафтеновых кислот — в щелочных водах (до 5 г/л), особенно, когда они соприкасаются с нафтеновыми нефтями (Апшеронский полуостров, — нижний отдел продуктивной толщи — Грузия и др.). Очень большое количество нафтеновых кислот в водах является признаком разрушения месторождения. Распространение жестких хлоркальциевых вод и ароматическо-метановый характер нефтей в Урало-Поволжье обуславливает и очень незначительное количество в них мыл. Практическое отсутствие мыл в водах на Эмбе несмотря на богатство нефтей нафтенами свидетельствует о том, что главным препятствием для накопления их в водах является именно жесткость. Поэтому отсутствие битумов в жестких водах не может явиться отрицательным показателем нефтеносности, тогда как отсутствие их в щелочных водах можно расценивать как некоторый отрицательный показатель нефтеносности, особенно если нефти данного района богаты кислотами.

По А. А. Карцеву, в общем случае прогноз должен даваться для того горизонта, в котором обнаружены растворенные битумы, но если нефтеносность района еще совсем не была установлена, то наличие битумов в водах того или иного горизонта решает вопрос о нефтеносности района или области в целом. Радиус действия отрицательного прогноза по растворенным битумам в пределах одного горизонта не должен превышать нескольких километров и выходить за пределы площади данного тектонического поднятия.

Автор обращает внимание на необходимость более широкого применения в практике нефтепоискового дела определения фенолов, которые могут попадать в воды только из нефти, почему этот показатель особенно ценен.

Полагая, что йод в водах содержится главным образом в виде йодидов натрия и, следовательно, входит в состав первой солености, и отмечая очень широкое распространение йода во всех природных водах, А. А. Карцев говорит, что решающее значение для оценки йода как поискового показателя имеют количественные различия. Так, в пресных водах он содержится в количестве от 10^{-5} до 10^{-3} мг/л, в морской воде — $5 \cdot 10^{-2}$ мг/л, в соленых подземных водах обычно 10^{-1} — 10^0 мг/л, причем в нефтяных водах его содержание, как правило, выше 3—10 мг/л и иногда до 100 и более.

Сравнивая имеющиеся единичные данные о содержании йода в водах угольных месторождений и в водах нефтяных месторождений, А. А. Карцев констатирует, что в первых оно незначительно (Ткварчели — 0,1 мг/л). Он склонен это объяснить большим содержанием йода в нефтях, чем в углях, а также влиянием условий гидрогеологической закрытости нефтяных залежей, препятствующей улетучиванию йода. Разными условиями закрытости недр он объясняет отчасти и наблюдаемые различия в содержании йода в водах нефтяных месторождений. Допуская, что это может иметь какое-то значение в объяснении указанных различий, заметим здесь, что нередко случаи, когда в заведомо нефтяных водах наиболее закрытых структур содержание йода бывает очень незначительным или он совсем не фиксируется в анализе, тогда как в менее закрытых — его содержание высокое.

Считая, что содержание в водах йода более 5 мг/л может быть положительным показателем нефтеносности, А. А. Карцев полагает, что вопрос о радиусе действия прогноза по йоденосности может быть принят таким же, как и для растворенных в водах битумов.

Полагая, что аммоний в водах имеет в основном органическое происхождение и присутствует в них главным образом в виде хлоридов, входя в состав первой солености, А. А. Карцев считает, что при увеличении закрытости и метаморфизации вод содержание его должно увеличиваться. Так весьма значительно содержание аммония в водах палеозоя Урало-Поволжья.

Так же, как и в случае с йодом, по его данным, аммоний в водах угольных месторождений отсутствует. Полагая, что основная часть аммония в нефтяных водах связана с нефтью, он относит аммоний к прямым показателям нефтеносности.

Указывая, что косвенные гидрохимические показатели нефтеносности очень разнородны и разнообразны, А. А. Карцев относит к ним же растворенные в водах соли и йоны, которые «хотя и не представляют собой в общем случае дериватов нефтяного вещества (как нафтенаты, йод, аммоний), но так или иначе связаны с нефтью или с наличием условий, благоприятных для существования нефтяных залежей» [1954, стр. 297]. Он делит их на две группы:

1) Продукты и результаты химических реакций между нефтью и растворенными в водах солями, а именно: а) гидросульфиды и другие восстановленные соединения серы, б) бессульфатность вод. Поскольку все эти показатели могут иметь и нефтяное происхождение, они являются неоднозначными.

2) Вещества, сопутствующие нефтяным залежам, но образующиеся независимо от нефти и указывающие на благоприятные условия для сохранения залежей нефти. Сюда относятся хлорид кальция и бром.

Период с 1948—1949 по 1958 г.

59

Не останавливаясь на разборе косвенных показателей нефтеносности, оценка которых общепринята, приведем здесь лишь схему оценки различных случаев отсутствия и наличия сульфатов в водах, которую дает А. А. Карцев (табл. 2).

Таблица 2

Случай	SO ₄ в воде	CaCl ₂ в воде	SO ₄ в породе	T°, C	Заключение: нефть или газ	Примечание
1	Нет	Нет	Есть	—	Есть	Важно учесть наличие или отсутствие HS и H ₂ S
2	»	Есть	—	—	?	
3	»	Нет	Нет ¹	—	?	
4	Есть	—	Есть ²	70°	?	
5	»	—	Нет ²	70°	?	
6	»	—	Нет ²	70°	Нет	

Эта таблица отражает ряд случаев, когда бессульфатность вод еще не может быть надежным показателем нефтеносности, тогда как и наличие сульфатов не может быть расценено как отрицательный признак. В последнем случае имеется в виду учет температурных условий. Известно, что в Грозненских нефтяных месторождениях при высоких температурах более 70° воды являются высокосульфатными даже у самого водонефтяного контакта, что может быть объяснено возможностью «стерилизации» вод высокими температурами. А. А. Карцев, как и другие исследователи, справедливо отмечает, что для правильной оценки перспектив нефтеносности по гидрохимическим показателям необходима комплексная оценка показателей как прямых, так и косвенных, ибо интересно знать не только, имеется или не имеется нефть, но и имеются ли благоприятные условия для ее сохранения. С этой целью на составленной им схеме комплексной оценки основных гидрохимических показателей нефтеносности, он объединяя в одну графу прямые показатели и косвенные первой группы ³, выделяет в отдельную графу вторую группу косвенных показателей (табл. 3).

Таблица 3

Мыла, йод, гидросульфиды и т. п.	Хлорид кальция, бром, хлоридная группа и т. п.	Заключение
Есть	Есть	Нефть есть и вероятно наличие промышленных залежей нефти
»	Нет	Нефть есть, но маловероятно наличие промышленных залежей
Нет	Есть	Благоприятные условия для промышленных залежей нефти и газа, но наличие нефти неясно
»	Нет	Нефтеносность неизвестна, перспективы неблагоприятны

А. А. Карцев отмечает, что все выводы, приведенные в таблице, относятся только к тем отложениям, в которых залегают исследованные воды.

¹ Имеются в виду всякие сульфаты, в том числе и рассеянные.

² Имеются в виду большие массы гипсов и ангидритов.

³ Такие показатели, как бессульфатность и сода, занимают промежуточное положение.

Давая оценку гидрохимических показателей, он указывает, что совершенно необходимо учитывать и гидрогеологические особенности района (движение вод, направление этого движения, миграцию по трещинам и т. д.), так как от этих условий во многом зависит решение вопроса о степени надежности прогноза и о радиусе его действия.

Помимо всего изложенного, А. А. Карцев в указанной работе 1954 г. разбирает и другие вопросы, связанные с прогнозом нефтеносности, а также условия и характер применения гидрохимических методов исследования, связанные со структурными гидрохимическими съемками и т. д.

Мы не останавливаемся здесь на разборе других, не имеющих к нашей теме прямого отношения, геохимических методов, которые освещены в упоминаемой работе, и интересующихся адресуем к ней. Заметим в заключение, что ценность разбираемой здесь работы заключается в том, что в ней сгруппированы и освещены все геохимические методы, применяемые при поисках нефти и газа. Являясь учебным пособием, она представляет интерес и для геологов-нефтяников в их работе.

На состоявшемся в марте 1955 г. совещании по геохимическим методам поисков нефти и газа [Н. А. Калинин, В. П. Савченко и др., 1955] наряду с другими методами было рекомендовано применять как гидрохимическую съемку (в новых районах), так и гидрохимические методы по глубинным подземным водам. В отношении ряда методов (газовая, микробиологическая съемка и др.) было рекомендовано сосредоточить внимание на разработке их теоретических основ.

Целый ряд вопросов, касающихся гидрогеологических показателей нефтеносности глубинных горизонтов палеозоя Урало-Поволжья, освещается в наших работах, как в рукописных, так и опубликованных [1955, 1956, 1957]. В частности большое внимание уделяется вопросам роли гипсово-ангидритовой толщи кунгура в обеспечении закрытости недр и сохранении залежей нефти. Поскольку залежи нефти в нижней перми по существу контролируются распространением этой толщи на глубинах свыше 200 м, она выступает как бы косвенным показателем нефтеносности в указанном регионально нефтеносном районе и не только для перми, но и для карбона.

Развивая положения Н. К. Игнатовича и М. А. Гатальского о гидрогеологической закрытости структур, мы предлагаем числовой метод выражения коэффициента закрытости недр путем деления величины содержания в водах брома на глубину залегания водоносного горизонта¹ [1956].

В монографической сводке по гидрогеологии Волго-Уральской нефтеносной области и ряде других работ [1957] мы большое значение уделяем гидрохимическим аномалиям как показателю нефтеносности недр и делим аномалии на поверхностные и глубинные. Наиболее важное поисковое значение придается последним. При оценке перспектив нефтеносности изучаемой территории нами учитываются общепринятые показатели, но решающее значение придается показанию сульфатности вод, которые, судя по построенным картам, наиболее правильно отражают перспективность горизонтов как Р и С так и девона, но на этом мы остановимся подробнее во второй главе.

В объяснительной записке к гидрохимической карте Сибири и Дальнего Востока, опубликованной под редакцией Н. И. Толстихина и

¹ М. А. Гатальский выражает коэффициент закрытости структур частным от деления минерализации вод на глубину залегания водоносного горизонта [1954].

Т. Н. Спизарского, гидрогеологами ВСЕГЕИ И. К. Зайцевым, М. С. Гуревичем и Е. Е. Беляковой [1956], дается оценка перспектив нефтеносности этих территорий по гидрогеологическим и гидрохимическим материалам с учетом растворенных в водах газов. Эта работа, представляющая сама по себе большой интерес, ценна тем, что в ней приводятся гидрогеологические соображения о перспективности недр не только для Западной Сибири, но и для районов Восточной Сибири и ДВК. На ней мы остановимся во второй главе.

Весьма ценной и специально посвященной вопросу о критериях нефтеносности является работа, изданная в 1956 г. ВСЕГЕИ под названием «Вопросы нефтепромысловой гидрогеологии», представляющая сборник статей под редакцией М. С. Гуревича (отв. ред.), И. К. Зайцева и А. А. Черепенникова.

Начиная с 1948 г., как мы уже указывали, ВСЕГЕИ проводились полевые и лабораторные исследования с целью разработки методики комплексного изучения подземных вод при поисках нефти. Содержание одной из таких работ мы разбирали выше (М. С. Гуревич). Основная часть исследования по единой программе была проведена в 1951—1954 гг. группой гидрогеологов, химиков и микробиологов. Задачей этих исследований являлось изучение зависимости между солевым, газовым и бактериальным составом воды в типичных условиях нефтеносных областей.

Результаты проведенных работ и излагаются в упоминаемом сборнике. В нем освещаются вопросы нефтепоискового значения подземных вод и газов на материалах Урало-Поволжья (Е. Е. Белякова) и Ферганы (Б. Б. Митгарц), поискового значения микроорганизмов в подземных водах (Е. И. Дутова), принципа комплексного нефтепоискового изучения подземных вод (М. С. Гуревич) и др.

Поскольку сборник только недавно вышел из печати значительным тиражом и известен широкому кругу гидрогеологов и геологов-нефтяников, мы не останавливаемся подробно на разборе изложенных в нем работ и приведем здесь лишь основные их положения и выводы. Е. Е. Беляковой еще до опубликования указанной статьи в сборнике 1956 г. некоторые результаты работ по теме о нефтепоисковом значении подземных вод и газов были опубликованы ранее в информационном сборнике № 1 ВСЕГЕИ (1955), а также в трудах совещания по проблеме нефтегазонасности Урало-Поволжья (1956), состоявшегося в мае 1954 г.

В результате исследований, проведенных в районах Самаро-Камского междуречья, результаты которых изложены наиболее подробно в сборнике 1956 г. (ВСЕГЕИ), Е. Е. Белякова приходит к выводу, что «Залежи нефти и газа, в ореоле их влияния, определяют качество газа, растворенного в подземных водах, их газонасыщенность и упругость растворенных газов. Они создают в подземных резервуарах условия, благоприятные для развития специфической микрофлоры». Это и обуславливает гидрохимические особенности нефтяных вод.

Исходя из того, что характер изменения отдельных компонентов воды и растворенных газов зависит от степени закрытости структур (пластов) в прошлом и настоящем, Е. Е. Белякова выделяет три группы горизонтов, различающихся друг от друга по истории формирования солевого и газового состава:

«а) Горизонты, которые в далеком прошлом подвергались воздействию внешних факторов и в настоящее время сохранили только слабые следы этого воздействия, так как воды их, находясь в условиях затрудненной связи с поверхностью, претерпели метаморфизм (отложения девона,

турнейского яруса и нижнеартинского подъяруса, хорошо закрытые структуры верхнепермских отложений).

б) Горизонты, которые в прошлом подвергались воздействию внешних факторов и сохранили в настоящее время более полный комплекс показателей этого воздействия (отложения угленосной свиты, башкирского яруса, верхнеартинского подъяруса и кунгура; промывавшиеся в прошлом, но сейчас закрытые структуры верхнепермских отложений).

в) Горизонты, которые в настоящее время подвергаются воздействию внешних факторов (отложения уфимской свиты, казанского и татарского ярусов — раскрытые структуры).

С горизонтами первой и второй групп в основном и связаны нефтяные залежи Урало-Поволжья, тогда как газовые залежи связаны с горизонтами второй, а иногда и третьей группы.

По Е. Е. Беляковой, закономерности изменения содержания отдельных компонентов вод и газов по мере удаления от контура нефтеносности несколько отличны для указанных групп горизонтов. Так, в водах горизонтов первой группы минерализация, количество брома и SO_4 в этом направлении не изменяется. H_2S и нафтеновые кислоты в них отсутствуют. Содержание NH_4 максимального значения достигает в приконтурной зоне.

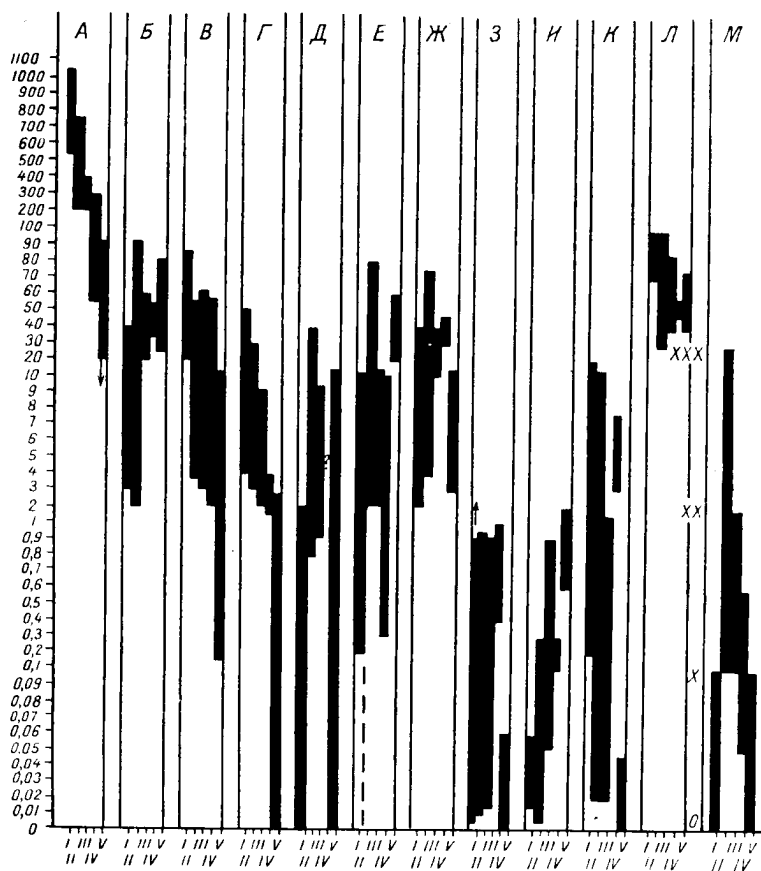
В водах второй и третьей группы степень минерализации вод и количество брома в региональном плане закономерно снижаются по мере удаления от контура. Содержание SO_4 в этом направлении растет, а затем снижается при одновременном уменьшении общей минерализации. Здесь постоянно присутствуют в водах H_2S , SO_4 , NH_4 и нафтеновые кислоты, причем максимум их приурочен к приконтурной зоне, где наиболее активна роль десульфидирующих бактерий (фиг. 7); отмеченные закономерности третьей группы в водах проявляются более резко, чем в водах горизонтов второй группы. Для всех трех групп горизонтов происходит снижение содержания метаборной кислоты. Содержание йода в водах в горизонтах всех трех групп колеблется в широких пределах, но при его наличии оно закономерно снижается по мере удаления от контура нефтеносности.

В водах горизонтов первой и второй групп несколько различается состав газов: если в первом случае значительно выше содержание азота биогенного происхождения, а H_2S и CO_2 отсутствуют или обнаруживаются в незначительном количестве, то во втором случае значительно выше концентрации CO_2 , H_2S и CH_4 . Но несмотря на указанные различия в абсолютном содержании отдельных компонентов, относительное содержание всех компонентов газа по мере удаления от контура изменяется закономерно и одинаково. В этом направлении снижается газонасыщенность вод и содержание тяжелых углеводородов, и при этом расширяется диапазон их колебаний (фиг. 7). Наибольшее содержание H_2S , CO_2 и биогенного азота приурочено к приконтурной зоне. В водах горизонтов третьей группы, помимо газов, характерных для нефтегазоносных пластов, присутствуют и газы воздушного и современного биохимического происхождения, и закономерности всех газов более сложные, чем в горизонтах первой и второй групп.

Е. Е. Белякова на основании комплекса проведенных ею исследований вод и газов выделяет по генетическим признакам три группы компонентов, обуславливающих специфику нефтяных вод:

а) компоненты, могущие быть генетически связанными с нефтью: тяжелые углеводороды, метан (они определяют высокую упругость газа в воде), частично биогенный азот и нафтеновые кислоты, аммиак, иногда йод;

б) компоненты, появляющиеся в водах в результате сложных окислительно-восстановительных процессов в системе вода — порода — нефть — газ в присутствии микроорганизмов, это — H_2S , CO_2 , биогенный (без-аргонный) азот и нафеновые, кислоты;



Фиг. 7. Диаграмма изменения состава газа и газонасыщенности вод по мере удаления от контура нефтеносности палеозойских отложений Самаро-Камского междуречья (по Е. Е. Беляковой).

I — в контуре нефтегазонасыщенности; II — интервал 0—0,5 км; III — интервал 0,5—5 км; IV — интервал 5—10 км; V — зона свободного водообмена. А — газонасыщенность вод, см³/л; Б — азот, %; В — метан, %; Г — тяжелые углеводороды, %; Д — сероводород, %; Е — углекислый газ, %; Ж — биогенный азот в % к N₂ общ.; З — гелий + неон, %; И — аргон, %; К — отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$; Л — сумма $H_2S + CO_2 + C_nH_{2n+2}$, %; М — десульфуризирующие бактерии.

в) компоненты, накапливающиеся в водах в результате длительного подземного выщелачивания водой разнообразного (в зависимости от вещественного состава пород и фациальных условий накопления осадков) солевого комплекса пород при движении воды от области питания в глубь бассейна; компоненты, появляющиеся в водах при подземном преобразовании их в условиях замедленного водообмена. Это: Ar, He, NaCl, MgCl₂, CaCl₂, NaHCO₃, Br, SO₄, B и частично J.

Максимальное содержание компонентов группы «а» Е. Е. Белякова отмечает в подошвенных и приконтурных водах. ореол рассеяния этих компонентов непостоянен и зависит от геологического строения района. Они неустойчивы (кроме азота) по отношению к агентам разрушения (тяжелые углеводороды, реже метан и аммиак).

Максимум компонентов группы «б» в подземных водах располагается от 500 до 700 м от контура нефтеносности. ореол их рассеяния исчисляется многими километрами по простиранию пласта и несколькими сотнями метров по вертикальному разрезу. Они устойчивы по отношению к агентам разрушения (кроме H_2S). В различных геохимических обстановках они обладают различным составом (в водах первой группы горизонтов отсутствуют H_2S и нефтяные кислоты).

Содержание компонентов группы «в» (кроме He и Ar) в основном определяет степень и характер минерализации вод и может варьировать в широких пределах. Эти компоненты с нефтью и газом связаны только общностью обстановок, благоприятных для их сохранения.

Характеризуя закономерности в распределении газонасыщенности вод нефтяных и газовых залежей, Е. Е. Белякова отмечает, что они «не зависят от степени минерализации вод и в интервале от 0 до 10 км определяются степенью газонасыщенности нефти или размером газовой залежи». Газонасыщенность вод в приконтурной зоне всегда выше $500 \text{ см}^3/\text{л}$, а иногда доходит до $900\text{—}1000 \text{ см}^3/\text{л}$. По мере удаления от контура она уменьшается, на расстоянии более 4000 м от контура — всегда менее $280 \text{ см}^3/\text{л}$.

Рассматривая на значительном материале поведение упругости растворенных в водах газов в отношении контура нефтеносности, Е. Е. Белякова отмечает, что кривые общей упругости газов, упругости метана и тяжелых углеводородов для нефтеносных и газоносных горизонтов первой и второй групп в деталях несколько отличны, хотя кривые упругости во всех группах горизонтов при удалении от контура нефтеносности снижаются. Кривые изменения общей упругости газов и их различных составляющих в зависимости от контура нефтеносности приведены на фиг. 8, на которой видно, что упругости различных компонентов газа ведут себя весьма различно.

Считая, что упругость растворенных газов может быть использована для прогноза нефтегазоносности, автор указывает, что при этом необходимо учитывать изменение упругости отдельных компонентов газовой смеси, возможность снижения упругости тяжелых углеводородов за счет окислительных процессов и состава подземных вод. В результате рассмотрения всего имеющегося материала автор различает два типа газогидрохимических показателей: региональные (см. схему фиг. 9) и для отдельных структур и небольших площадей. Эти последние она рассматривает для пластов и структур, находящихся в различных условиях.

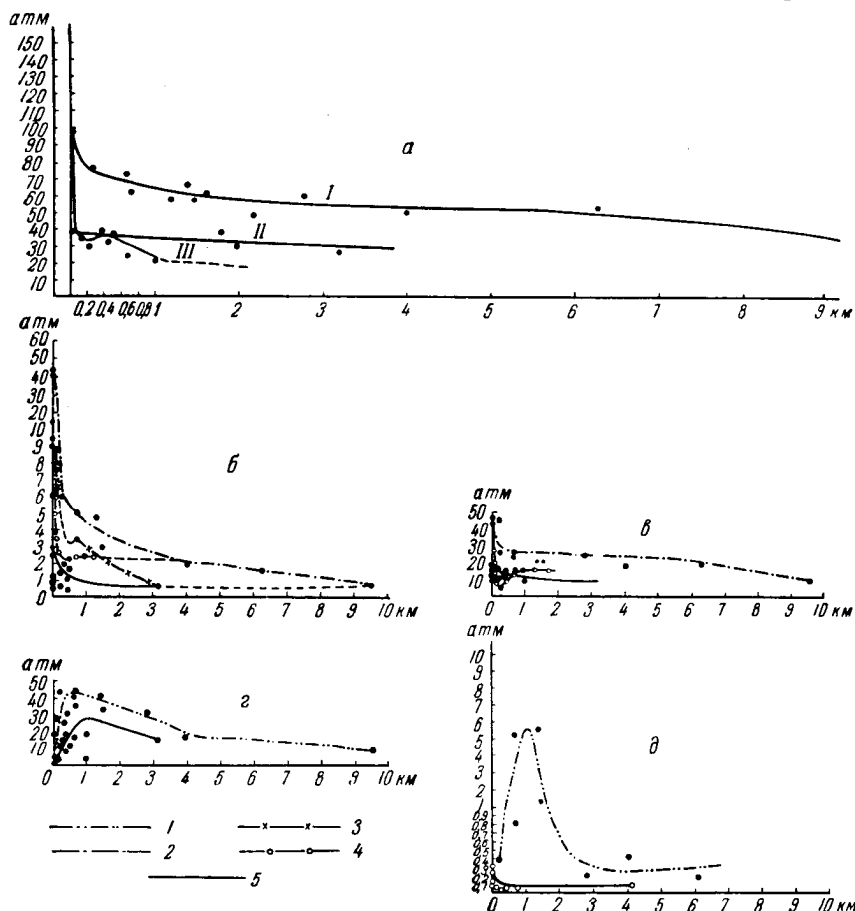
«1. Для пластов с высокометаморфизованными водами и хорошо закрытых структур. Общая упругость газа, упругость CH_4 , C_nH_{2n+2} , $n > 1$, N_2 биогенный. Содержание тяжелых углеводородов.

2. Для пластов, подвергавшихся в прошлом воздействию внешних факторов (промывшихся) и полужакрытых структур. Упругость CH_4 с учетом упругости CO_2 . Упругость C_nH_{2n+2} , $n > 1$ с учетом содержания H_2S и нефтяных кислот.

3. Для пластов, подвергающихся на отдельных участках воздействию внешних факторов или недавно закрытых и для раскрытых структур. Упругость CH_4 и C_nH_{2n+2} , $n > 1$ с учетом содержания H_2S , CO_2 , N_2

биоогенного, нафтенных кислот, аммония, степени сульфатности вод и биоценозов микроорганизмов. Приобретает значение степень и характер минерализации вод».

Несмотря на то, что в работе Е. Е. Беляковой имеется целый ряд не вполне доработанных положений, не всегда выразительны и определены



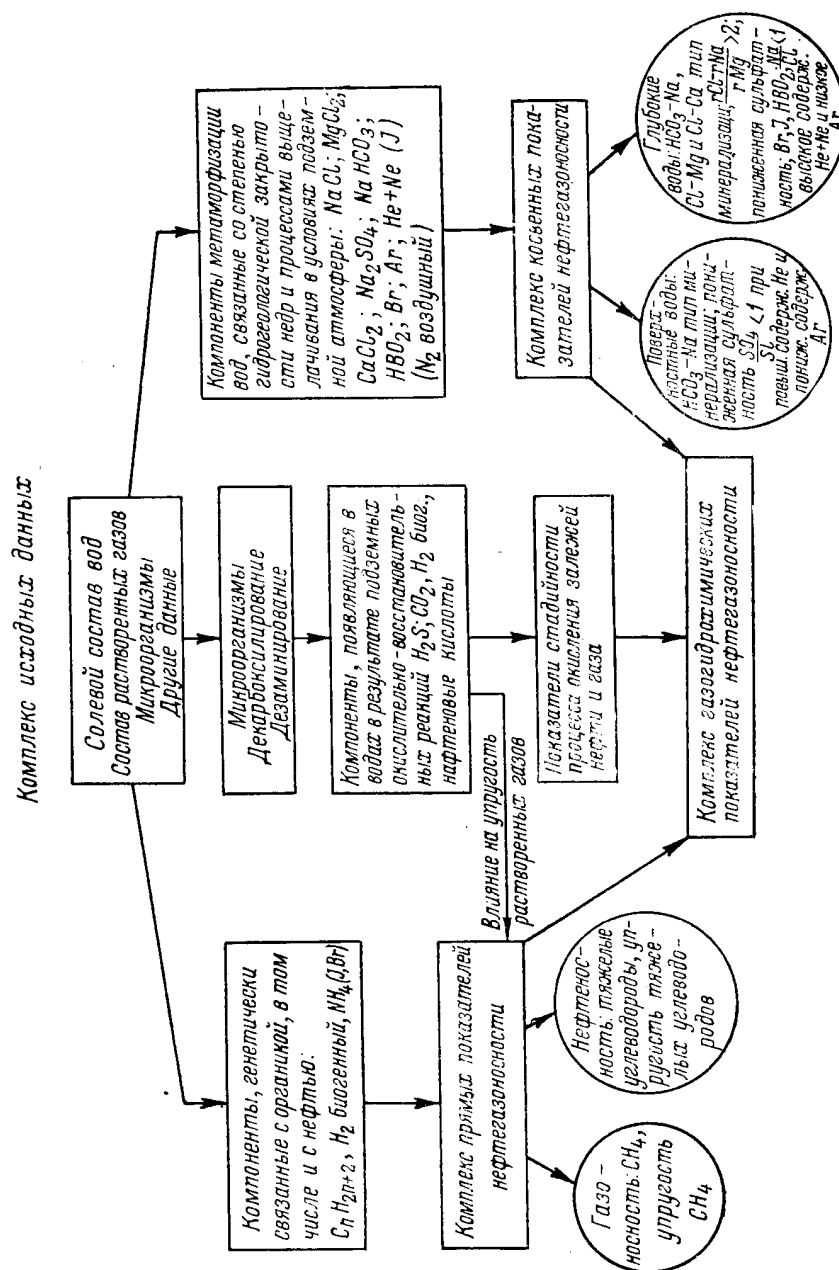
Фиг. 8. Кривые изменения упругости газа в подземных водах палеозойских отложений Самаро-Камского междуречья за контуром нефтеносности и газоносности (по Е. Е. Беляковой).

а — кривые изменения общей упругости газа за контуром нефтеносности и газоносности: I — кривая общей упругости газа, растворенного в водах нефтеносных горизонтов первой группы; II — кривая общей упругости газа, растворенного в водах нефтеносных горизонтов второй и третьей группы; III — кривая общей упругости газа, растворенного в водах газоносных горизонтов третьей группы; б — кривые изменения упругости тяжелых углеводородов; в — кривые изменения упругости метана; г — кривые изменения упругости азота; д — кривые изменения упругости углекислого газа
1 — нефтяные и газонефтяные залежи горизонтов первой и второй групп; 2 — нефтяные залежи горизонтов первой группы; 3 — газонефтяные залежи горизонтов третьей группы; 4 — нефтяные залежи горизонтов второй и третьей групп; 5 — газовые залежи горизонтов третьей группы.

графические изображения результатов проведенных работ, последние нужно признать оригинальными и требующими дальнейшего углубления и развития в указанном плане и в различных геолого-тектонических условиях.

Проведенные в указанном плане исследования в другом нефтеносном районе — Ферганской нефтегазоносной области — освещаются в статье

5 В. А. Кротова.



Фиг. 9. Схема гидрохимических показателей (по Е. Е. Беляковой).

Б. Б. Митгарц [1956, стр. 58—91]. Эти работы представляют значительный интерес в том отношении, что в Фергане условия резко отличны от условий Урало-Поволжья как в геолого-тектоническом, так и в гидрогеологическом отношении. Наличие достаточно ярко выраженных типов структур различной степени закрытости (закрытых, полужакрытых и открытых) позволило Б. Б. Митгарцу выявить ряд весьма интересных моментов, которые трудно обнаружить в условиях Урало-Поволжья. В связи со спецификой строения Ферганской нефтеносной области здесь являются иными, чем в Урало-Поволжье, и общие гидрогеологические закономерности.

Автор в своей работе ставит две основные задачи: а) выяснение характера изменения состава подземных вод в зависимости от положения контура нефтеносности, б) изменение состава подошвенных вод нефтяных залежей в зависимости от степени гидрогеологической раскрытости структур.

Решая первую задачу, автор дает характеристику вод, расположенных в контуре нефтеносности, вне контура и вод, не связанных с нефтью. Помимо того, при рассмотрении вод, находящихся в контуре нефтеносности, выделяются подошвенные воды газовых и нефтяных залежей; среди вод, расположенных вне контура, рассматривались воды области выхода нефтеносных пластов на поверхность и краевые воды нефтяной залежи. Такой подход к изучению вопроса, по-видимому, является правильным, хотя было бы очень интересно выяснить особенности вод и растворенных в них газов, залегающих над залежью, а не только подошвенных, хотя эти воды и отделены от залежи покрывкой.

При интерпретации материалов Б. Б. Митгарц пользуется рядом коэффициентов и отношений, в частности отношением $\frac{\text{He} + \text{Ne}}{\text{Ar}}$. Его величина служит косвенным показателем степени гидрогеологической раскрытости недр или интенсивности водообмена: чем больше водообмен, тем этот коэффициент меньше.

Отношение $\frac{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}}{\sum \text{C}_n \text{H}_{2n+2}}$ характеризует степень окисленности углеводородных газов, причем наибольшая его величина характеризует наиболее активные процессы окисления. Отношение $\frac{\text{SO}_4}{\sum \text{C}_n \text{H}_{2n+2}}$ используется как характеризующее сравнительное содержание сульфатов и степень активности процесса окисления углеводородов при прочих благоприятных для этого процесса условиях.

В результате всестороннего рассмотрения солевой, газовой и бактериальной характеристики подземных вод и изменения различных их составляющих в зависимости от контура нефтеносности, а также степени гидрогеологической закрытости структур, и исходя из анализа ряда графиков (которые приведены на фиг. 10, 11, 12, 13, 14), Б. Б. Митгарц приходит к выводам, которые сводятся к следующему.

1. «Подземные воды, связанные со скоплением нефти и горючих газов, имеют специфический солевой, газовый и бактериальный состав, поэтому гидрохимические показатели могут быть использованы в качестве поисковых критериев в общем комплексе нефтепоисковых работ».

2. Закономерные изменения указанного состава вод происходят в зависимости как от положения контура нефтегазонасности, так и от степени гидрогеологической раскрытости нефтеносных структур.

3. Процесс преобразования состава вод в направлении а) от областей выхода нефтеносных пластов к областям нахождения залежей нефти и газа, б) от крыльев к сводам нефтеносных структур, в) от гидрогеологически открытых к закрытым структурам — имеет одинаковую направленность.

4. В указанных направлениях состав изменяется так:

а) возрастает минерализация вод иногда с изменением их типа от $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ к $\text{Cl} - \text{Na}$,

б) увеличивается метаморфизация вод,

в) воды обогащаются хлоридами кальция и специфическими микрокомпонентами (NH_4 , Br, J, B),

г) уменьшается сульфатность вод,

д) появляются нефтенные кислоты, максимальное содержание которых приурочено к контакту краевых вод с нефтью в открытых структурах, а минимум — к подошвенным водам закрытых структур.

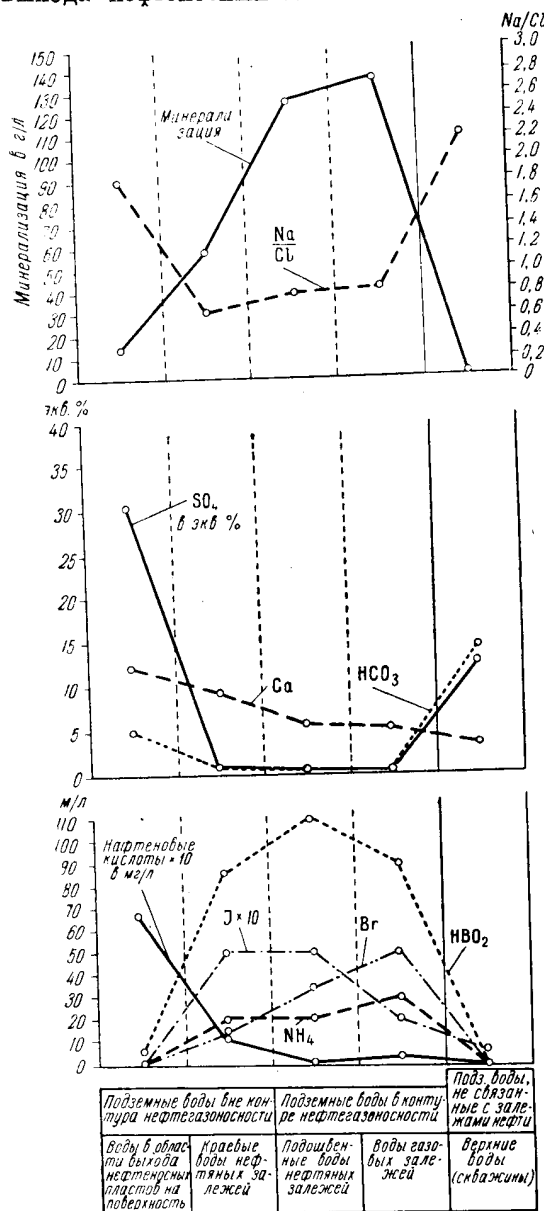
5. В тех же направлениях происходят такие изменения в растворенных газах:

а) увеличение углеводородов и особенно высших его гомологов при влиянии нефтяных залежей,

б) возрастание величины отношения $\frac{\text{He} + \text{Ne}}{\text{Ar}}$,

в) уменьшение содержания N_2 и Ar,

г) уменьшение CO_2 и H_2S с минимумом их содержания в областях нахождения нефтяных и газовых залежей в закрытых структурах. Максимум их содержания — в области кон-



Фиг. 10. График изменения средних значений показателей солевого состава подземных вод в зависимости от контура нефтегазоносности (по Б. Б. Митгарц).

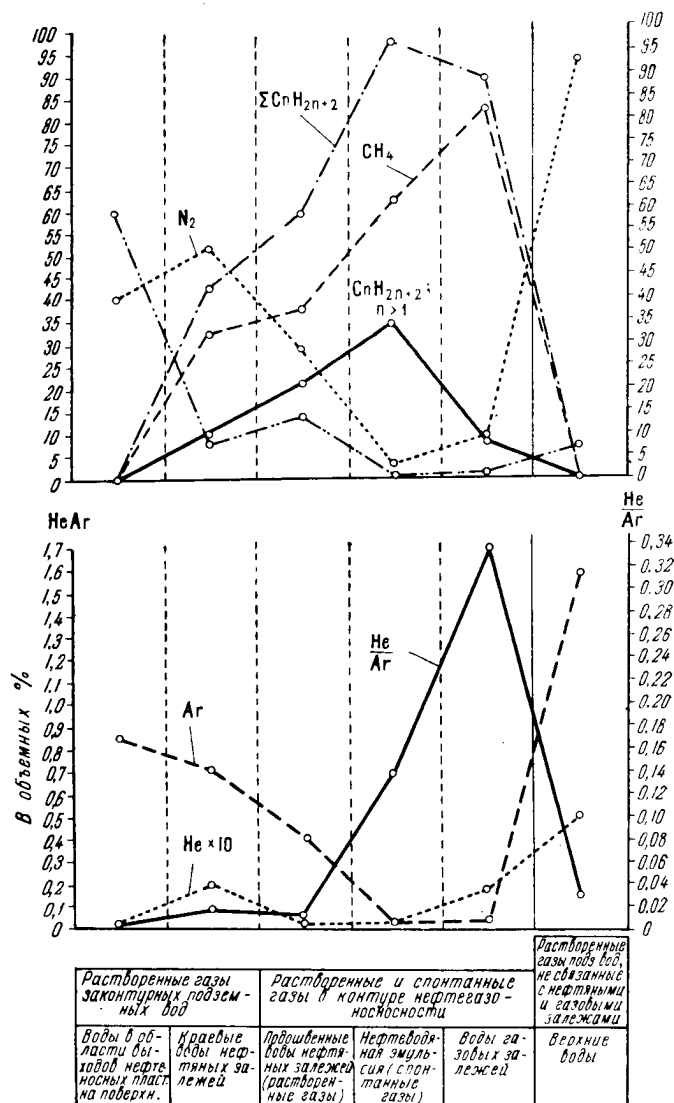
такта краевых вод с нефтью в открытых структурах,

д) увеличение упругости растворенных газов с наиболее резким скачком величины ее в приконтурной зоне.

Период с 1948—1949 по 1958 г.

69

6. От областей выхода пластов на поверхность к зонам нефтегазоносности снижается активность развития жизнедеятельных бактерий, восстанавливающих сульфаты и нитраты, причем наиболее активно они развиваются в приконтурных зонах гидрогеологически открытых структур.



Фиг. 11. График изменения средних значений показателей газового состава подземных вод в зависимости от контура нефтегазоносности (по Б. Б. Митгарц).

В том же направлении повышается активность развития жизнедеятельных бактерий, разлагающих нафтеновые кислоты.

7. Преобразование состава вод в связи с взаимодействием отдельных компонентов солевого и газового комплекса в условиях жизнедеятельности специфической микрофлоры характеризуется:

а) уменьшением активности окислительно-восстановительных процессов с минимумом в подошвенных водах закрытых структур и максимумом в краевых водах открытых,

б) уменьшением коэффициентов

$$\frac{\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}}{\sum \text{C}_n \text{H}_{2n+2}}, \quad \frac{\text{SO}_4}{\sum \text{C}_n \text{H}_{2n+2}},$$

$$\frac{\sum \text{высших углеводов}}{\text{CH}_4}, \quad \text{яв-}$$

ляющихся показателями процессов окисления углеводородов.

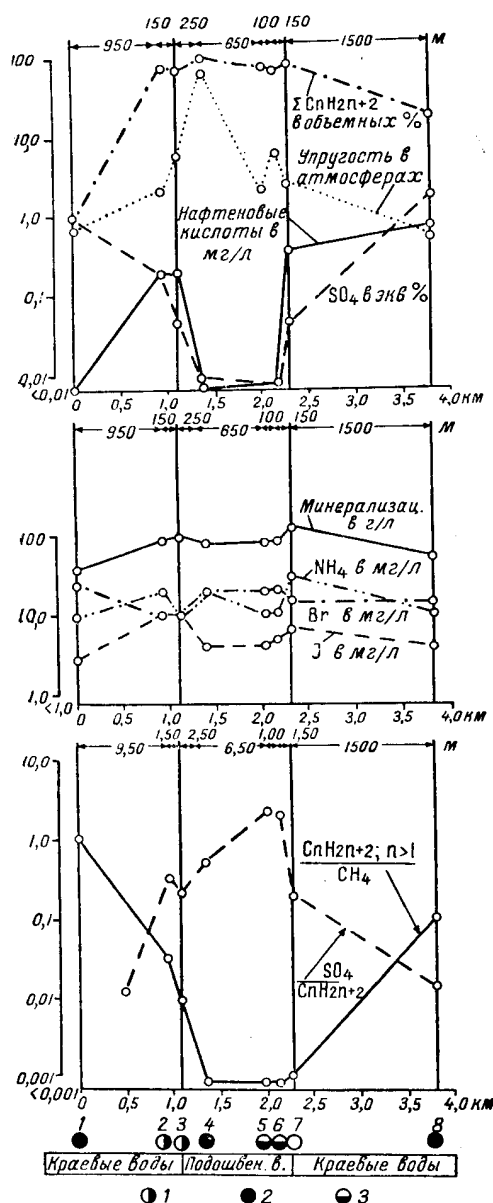
8. Среди гидрохимических показателей автор выделяет три генетические группы:

1) **Прямые показатели**, имеющие непосредственную связь с нефтью: а) нафтеновые кислоты; б) высокое содержание в растворенных газах углеводородов и особенно высших гомологов; в) высокое значение упругости растворенных газов, превышающее гидростатическое давление в пласте.

2) **Косвенные показатели**, т. е. компоненты, являющиеся продуктом окислительно-восстановительных процессов при участии бактерий — это наличие в водах и растворенных газах H_2S и CO_2 и высокое содержание в водах NH_4 . Повышенное содержание H_2S является также показателем активности процесса разрушения углеводородных скоплений.

3) **Косвенные показатели**, связанные с катионным обменом в условиях застойного режима и анаэробной восстановительной среды, которые приводят к глубокой метаморфизации состава вод:

а) $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$ тип минерализации вод; б) высокая минерализация вод; в) наличие в водах J , Br , B и NH_4 ; г) наличие в растворенных газах биогенного (безаргонного азота); д) высокое значение коэффициентов метаморфизации солевого состава вод и водооб-



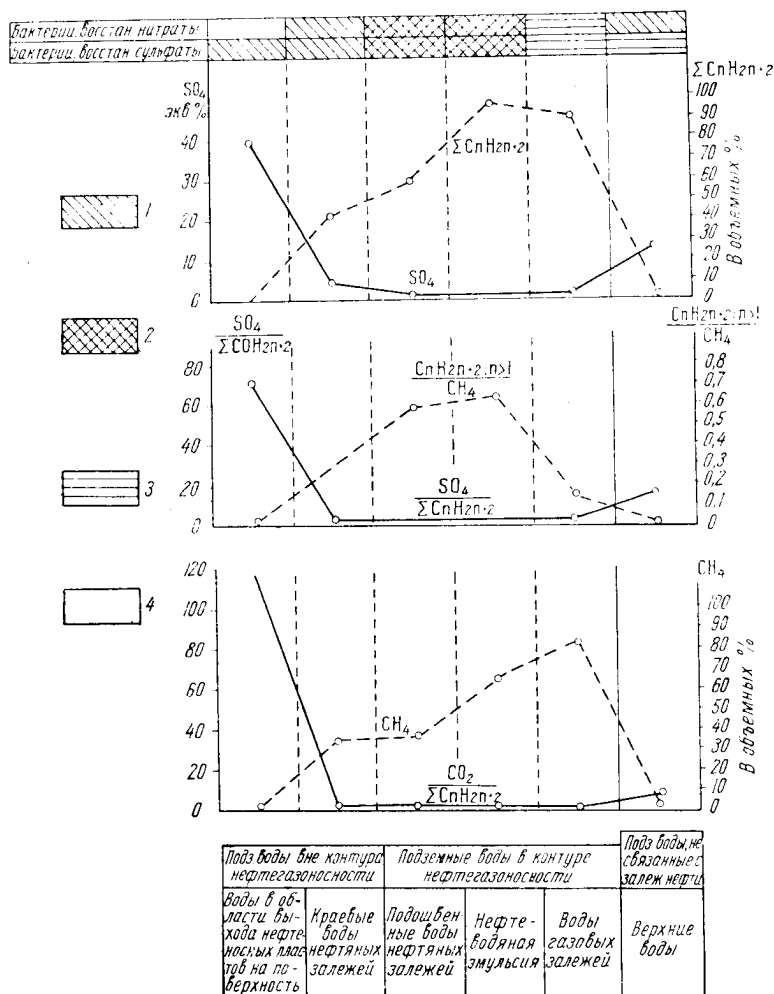
Фиг. 12. График изменения гидрохимических показателей в районе нефтеносной структуры (по Б. Б. Митгарц).

1 — скважины III пласта; 2 — скважины V пласта; 3 — скважины VIII пласта.

Период с 1948—1949 по 1958 г.

71

мена $\frac{Na}{Cl}$, $\frac{Cl-Na}{Mg}$, $\frac{He}{Ar}$ с различными пределами применительно к районам с различным геологическим строением; е) специфический биоценоз микроорганизмов (бактерии, восстанавливающие сульфаты; нитраты, продуцирующие метан и др.).



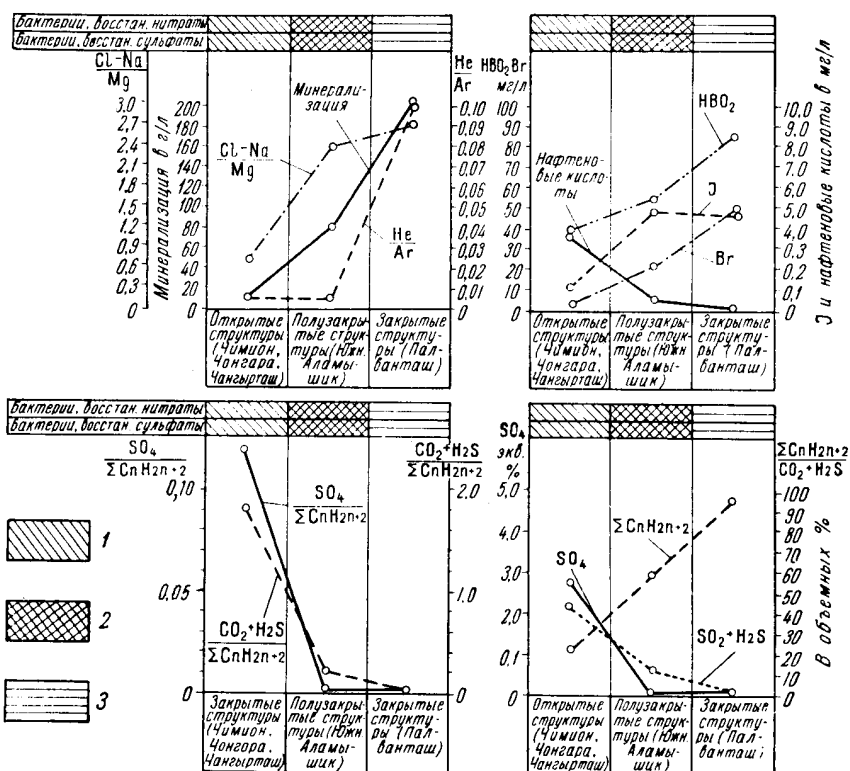
Фиг. 13. График изменения средних значений показателей процесса окисления углеводородов (по Б. Б. Митгарц).

1 — активные жизнедеятельные клетки бактерий; 2 — преимущественно нежизнедеятельные и отдельные клетки жизнедеятельных бактерий; 3 — бактерий не обнаружено; 4 — данные отсутствуют.

Отмечая, что величина радиусов действия прогноза по различным специфическим компонентам зависит от подвижности и стойкости их, активности циркуляции подземных вод и геологического строения, Б. Б. Митгарц, исходя из имеющихся наблюдений, считает, что эта величина для платформенных областей больше, чем для складчатых. Она указывает на необходимость комплексного изучения подземных вод, газов и бактериального состава вод, а также постановки более широких исследований

по выявлению нефтепоисковых гидрохимических показателей нефтеносности и определения их числовых параметров.

Как и работа Е. Е. Беляковой, работа, проведенная Б. Б. Митгарц, является оригинальной, и она безусловно внесла много интересного в познание гидрохимических критериев нефтеносности. Недостатком ее является то, что отбор проб воды и газов происходил без применения глубинного



Фиг. 14. График изменения солевого и газового состава подошвенных вод нефтяных залежей в зависимости от степени гидрогеологической раскрытости структур (по Б. Б. Митгарц).

1 — активные жизнедеятельные клетки бактерий; 2 — преимущественно нежизнедеятельные и отдельные клетки жизнедеятельных бактерий; 3 — бактерий не обнаружено.

пробоотборника, что является не только желательным, но и необходимым при проведении работ методического характера. Очень важно было бы, как мы указывали выше, в общем комплексе исследований получить представление о составе газов не только в подошвенных водах, но и в горизонтах (залегаящих над нефтяными залежами), отделенных покрывками. Тогда получил бы освещение и вопрос о влиянии залежи нефти на выше-лежащие горизонты (явления диффузии и эффузии) как в закрытых, так и в слабо закрытых структурах, и можно было бы судить о пределах этого влияния по вертикали вверх от залежи.

В статье Л. Е. Крамаренко, опубликованной в том же сборнике ВСЕГЕИ [1956, стр. 93—115], изложены данные по исследованию вопроса

о поисковом значении микроорганизмов в подземных водах. Автор отмечает, что очень важную роль в составе и распространении бактерий в подземных водах играет степень гидрогеологической раскрытости структур. Наиболее обеднены микрофлорой подземные воды хорошо закрытых структур. Подземные воды, содержащие сульфатвосстанавливающие бактерии, имеют, как правило, в составе газа H_2S .

По мнению Л. Е. Крамаренко, в качестве поискового показателя на нефть могут быть использованы сульфатвосстанавливающие бактерии, способные разлагать высшие углеводороды ($C_{10}H_{20}$). Денитрифицирующие бактерии, бактерии, разлагающие нафтенновые кислоты, белковые вещества и окисляющие парафин, не могут иметь поискового значения в силу своего широкого распространения в природных водах и отсутствия закономерной связи с подземными водами нефтегазоносных пластов.

В результате проведения в комплексе со всеми выше перечисленными работами ВСЕГЕИ специальных работ по изучению нафтенновых кислот в природных водах различного состава Е. П. Муликовская [1956, стр. 126—142] на материалах Урало-Поволжья приходит к следующим выводам, подтверждая некоторые ранее высказанные исследователями предположения:

1. Нафтенновые кислоты в природных водах представлены в виде нафтенатов щелочей и щелочноземельных металлов.

2. Содержание их в водах зависит от качественного и количественного состава воды: а) от количества *мг-экв* общей щелочности (с увеличением ее увеличивается содержание нафтенновых кислот), б) от качественной характеристики щелочности (в случае наличия в воде натриевой щелочности в ней содержится больше нафтенновых кислот, чем при кальциевой щелочности), в) от суммы минерализации (с увеличением ее уменьшается содержание нафтенновых кислот).

3. Хлориды щелочноземельных металлов уменьшают содержание нафтенновых кислот в воде больше, чем хлориды щелочных металлов. При содержании в высокоминерализованных водах более 100 г/л хлоридов натрия количество нафтенновых кислот не зависит от качественной характеристики щелочности.

4. Максимальное количество нафтенновых кислот — до нескольких г/л содержится в гидрокарбонатнонатриевых водах, тогда как в гидрокарбонатнокальциевых оно не может превышать 200—300 мг/л.

5. В водах, не содержащих гидрокарбонатов, и в водах, содержащих минеральные кислоты, количество нафтенновых кислот не превышает нескольких миллиграммов на литр.

6. Количество нафтенновых кислот в водах зависит также от содержания их в нефтях. При взаимодействии вод с нафтенновыми нефтями (содержащими 15% нафтенновых кислот) последних в воды переходит в 20—30 раз больше, чем в воды такого же состава при взаимодействии их с метановыми нефтями (содержащими менее 0,1% нафтенновых кислот).

7. Наименее благоприятные условия перехода нафтенновых кислот в раствор характерны для вод высокой минерализации (200—300 г/л), $Cl-Sa$ типа, с малой щелочностью, при взаимодействии их с метановыми нефтями. Так в Урало-Поволжье в таких водах, в хорошо закрытых структурах, нафтенновые кислоты практически отсутствуют (0,1 мг/л); в водах с минерализацией менее 200 г/л и повышенной щелочностью они обнаружены в количестве 0,1—8 мг/л.

Так как нафтенновые кислоты принято относить к прямым показателям нефтеносности, то проведенное Е. П. Муликовской исследование предста-

влияет большую ценность с точки зрения оценки этого показателя в различных условиях и в зависимости от различного солевого состава вод.

Не разбирая других статей указанного сборника ВСЕГЕИ (1956), также представляющих интерес для нашей темы, мы остановимся лишь на заключительной статье М. С. Гуревича (стр. 184—197) о принципах нефтепоискового комплексного изучения подземных вод. Говоря о геохимических методах поисков нефти и газа и отмечая, что они изучают те или иные стороны процесса, автор справедливо указывает: «Узкое, разрозненное изучение отдельных проявлений процесса преобразования химического состава подземных вод намного снижает их поисковую значимость. Например, использование только солевого состава воды без учета ее газовых составляющих сужает возможности прогноза газонефтеносности. В то же время изучение растворенных газов, проводимое без учета конкретных гидрогеологических и биохимических условий, будет находиться в плену случайных явлений». Этим и была вызвана необходимость постановки комплексного изучения показателей нефтеносности, проведенного в стенах ВСЕГЕИ и изложенного в упоминаемых выше работах и в настоящей статье М. С. Гуревича, подводящей итоги всему этому исследованию.

Оценивая нефтепоисковое значение вод и газов, М. С. Гуревич отмечает весьма важное свойство последних, а именно тот факт, что молекулы ряда газов не являются диссоциированными и химически связанными с молекулами воды и этим они отличаются от молекул растворенных солей и кислот. В связи с этой особенностью «молекулы растворенного газа сохраняют наиболее тесную связь и обмен с той газовой обстановкой, с которой подземные воды соприкасаются, очень чутко реагируя на ее изменения». Это заставляет весьма высоко оценить поисковое значение растворенных в водах газов. Как указывает М. С. Гуревич, хлоридно-натриевые воды при насыщении их углеводородными газами отличаются в поисковом отношении от тех же вод, насыщенных только азотными газами.

Важным является вывод М. С. Гуревича о том, что значение отношения $\frac{\text{He} + \text{Ne}}{\text{Ar}}$ как показателя интенсивности древнего и современного водообмена может быть использовано для количественной оценки степени гидрогеологической раскрытости структур с учетом геологической истории и строения территории. Нарушение закономерности последовательного увеличения с глубиной содержания He в растворенном газе в отдельных участках разреза, где встречаются воды, обедненные гелием, М. С. Гуревич склонен объяснить (как и А. А. Черепеников и Е. Е. Белякова) палеогидрогеологическими условиями, т. е. как явление, унаследованное от периода раскрытости этой структуры в прошлом, когда в ней происходил активный водообмен. Помимо того, он допускает, что при повышенном содержании в породах калия в процессе его радиоактивных превращений изотоп аргона с массой 40 может при определенных условиях накапливаться и снижать величину отношения $\frac{\text{He} + \text{Ne}}{\text{Ar}}$.

Отмечая, что поисковое значение растворенных газов определяется не только их качественным составом, но и свойственной им величиной упругости, М. С. Гуревич указывает, что это обстоятельство приобретает самостоятельное поисковое значение, «позволяя в сопоставлении с величиной гидростатического давления судить о фазовом состоянии газа на глубине залегания пласта, наличии или отсутствии скопления газа в сво-

бодном состоянии». В качестве примера он приводит распределение газонасыщенности и упругости газов в Западно-Сибирском артезианском бассейне, где то и другое возрастает от периферии к центру бассейна, в этом же направлении возрастает минерализация вод и изменяется их состав. М. С. Гуревич указывает, что чисто газовые залежи не могут быть обнаружены при изучении только солевого состава воды. Этот вопрос может решаться только при учете соотношения пластового давления воды и упругости растворенного газа. В зависимости от этого соотношения изменяется и поисковая оценка газоносности воды. Он дает следующую классификацию подземных вод по величине давления насыщения растворенного газа (1952 г.) (табл. 4).

Таблица

Категория газоносности подземных вод	$\frac{P_r}{P_v}, \text{ ат}$	Поисковая характеристика
Перенасыщенные газом . .	$> 1,0$	Наличие скопления газа в свободной фазе на глубине залегания пласта
Газонасыщенные и близкие к насыщению газом	$0,7—1,0$	Положительный признак газонефтеносности; при соответствующих геологических условиях возможно обнаружение скопления свободного газа
Повышенное давление насыщения газом	$0,5—0,7$	Показатель возможной газоносности
Значительное давление насыщения	$0,3—0,5$	
Невысокое давление насыщения	$0,1—0,3$	
Слабое давление насыщения	$< 0,1$	Характерно как региональный фон для глубоких артезианских подземных вод Отрицательный показатель газоносности

М. С. Гуревич указывает на недоработанность вопроса об использовании упругости растворенного газа для обнаружения отдельных месторождений, а также о расстоянии между нефтепоисковыми скважинами, при котором возможно выявление месторождений по составу и упругости диффундирующего из них газа.

М. С. Гуревич предлагает комплекс гидрогеологических показателей нефтеносности и пространственные закономерности их изменения (см. табл. 5). Из таблицы видно, что единственными прямыми показателями нефтеносности он считает нефтяные кислоты и повышенное содержание в природном газе высших углеводородов.

В результате критического рассмотрения вопроса о критериях нефтегазоносности М. С. Гуревич приходит к трем основным выводам:

«1. Комплексное нефтепоисковое изучение подземных вод может дать более эффективные результаты, нежели изолированное изучение солевого или газового состава воды.

2. Изучение растворенных газов и в том числе их упругости должно быть тесно связано с изучением гидрогеологических условий территории.

3. Классификация подземных вод, преследующая нефтепоисковые цели, должна пополнить данные солевого, газового и бактериального состава воды».

Оценивая в целом проведенную во ВСЕГЕИ работу по комплексному изучению поисковых показателей нефтегазоносности, следует заметить,

Комплекс поисковых гидрогеоло
(по М. С. Гуре)

Состав подземных

солевой	газовый
<p>Наличие нафтеновых кислот в подземных водах.</p> <p>Хлоридный кальциево-натриевый и щелочной состав подземных вод. Высокое содержание бора, бария, аммония, брома и в большинстве случаев йода. Полная или почти полная бессульфатность подземных вод (при установлении этого показателя нужно учитывать степень загни-сованности пород)</p> <p>Содержание нафтеновых кислот, йода, брома и других микрокомпонентов увеличивается в составе воды по мере приближения к газонефтеносным зонам, площадям.</p> <p>Содержание иона SO_4 и отношение $\frac{\text{SO}_4}{\text{CH}_4}$ в составе воды уменьшается в направлении зон газонефтенакопления</p>	<p>Признаки</p> <p>А. Пря</p> <p>Повышенное содержание высших углеводородов в природном газе: пропана (C_3H_8), бутана (C_4H_{10}) и др.</p> <p>Б. Кос</p> <p>Преобладание метана в составе растворенного газа.</p> <p>Наличие залежей свободного азотного газа биохимического происхождения. Присутствие сероводорода, углекислоты.</p> <p>Повышенные значения отношения $\frac{\text{He} + \text{Ne}}{\text{Ar}}$</p> <p>Пространственные закономерности</p> <p>А. Пря</p> <p>Увеличение объемного содержания высших углеводородов в составе растворенного газа происходит в направлении залежи нефти.</p> <p>Б. Кос</p> <p>Объемное содержание углеводородной части растворенных газов возрастает в направлении площадей, перспективных в отношении газонефтеносности</p>

что несмотря на ряд недостатков ¹ она является весьма важной, методически и практически ценной и правильно указывает дальнейшие пути этого изучения.

В 1956 г. была опубликована книга Г. М. Сухарева «Основы нефтепромысловой гидрогеологии», предназначенная в качестве учебного пособия для нефтяных вузов. Она является первым опытом освещения вопросов нефтепромысловой гидрогеологии, и в специальной ее части содержится глава об оценке перспектив нефтеносности по гидрохимическим и температурным показателям. В ней автор рассматривает в качестве показателей нефтеносности процессы восстановления сульфатов, наличие в водах H_2S , нафтеновых кислот, J, Br, V и других микрокомпонентов, газовый состав и температурные показатели, а также разбирает вопросы методики составления карт прогноза нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям. В этой книге нашли свое отражение многолетние

¹ Одним из них является то, что совместно с изучением вод и газов не подвергается одновременному изучению сама нефть.

Период с 1948—1949 по 1958 г.

77

Таблица 5

гических показателей газонефтеносности
вину, 1954)

вод	Динамика растворенного газа
микробиологический	
газонефтеносности мы е	Пластовое давление газа, превышающее пластовое давление воды, свидетельствует о наличии залежи свободного газа
венные Биоценоз микрофлоры, характерный для подземных вод нефтеносных районов	Повышенная газонасыщенность и упру- гость углеводородных газов. Наличие гидродинамических зон замед- ленного и наиболее затрудненного водо- обмена
изменения поисковых показателей мы е	
венные Наиболее активная жизнедеятельность микрофлоры наблюдается в краевых водах месторождений нефти и газа	Абсолютная величина упругости раство- ренного газа увеличивается, а ее дефицит по отношению к пластовому давлению воды уменьшается в направлении источ- ника диффузии газа. В том же направле- нии увеличивается и отношение $\frac{He + Ne}{Ag}$

работы Г. М. Сухарева в Грозненско-Дагестанской области, о которых мы упоминали выше.

Изучением подземных вод и газов с целью оценки перспектив нефтеносности Ферганской нефтеносной области занимались Х. А. Равикович и В. Е. Нарижная.

В своей статье «Новые гидрохимические нефтепоисковые показатели» [1957] Х. А. Равикович, разбирая указанные вопросы, отмечает, что в условиях Ферганы содержание в водах J, Br, B и NH₄, так же, как общая минерализация и тип вод, является лишь косвенным показателем нефтеносности. С целью выявления более надежных показателей Х. А. Равикович изучались вопросы, связанные с подземным окислением углеводородов, которые она связывает с CO₂, H₂S, SO₄, степенью застойности вод и пр.

На основании своих исследований Х. А. Равикович, помимо общепринятых показателей нефтеносности, считает возможным рекомендовать в качестве критериев для изучаемого ею района следующие коэффициенты.

1. Коэффициент карбонатного равновесия (ККР), выраженный в эквивалентных количествах отношением $\frac{r(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)}{r\text{Ca}}$.

2. Коэффициент застойности водного режима (КЗВ), $\frac{r(\text{NH}_4 + \text{H}_2\text{S})}{r\text{SO}_4}$.

Используя отношение между указанными коэффициентами в качестве поискового показателя нефтеносности, Х. А. Равикович считает, что при наличии залежи нефти величина $\frac{\text{КЗВ}}{\text{ККР}} > 1$. Это отношение уменьшается от зоны нефтеносности к законтурной зоне, где оно менее 1. Это относится и к открытым структурам. В газовых месторождениях это отношение менее 1. В случае, если величина ККР значительно выше КЗВ, по Х. А. Равикович, нефть обычно отсутствует или можно ожидать наличия газовых скоплений.

Нужно заметить, что эти положения Х. А. Равикович имеют значительное количество отступлений, а поэтому требуют тщательной проверки на практике. Нам представляется неоправданным определение коэффициента застойности водного режима отношением $\frac{r(\text{NH}_4 + \text{H}_2\text{S})}{r\text{SO}_4}$ в части введения в числитель H_2S . Если накопление NH_4 идет в закрытых структурах (например, Урало-Поволжье) по мере увеличения метаморфизации вод и уменьшения сульфатов, то количество H_2S в этом направлении уменьшается и в региональном плане и в нефтяных залежах. Это отношение требует проверки и в условиях Ферганы, так как оно возможно отражает лишь какие-то особые случаи.

В. Е. Нарижная, занимаясь изучением газов Ферганы, считает, что для этого района положительным показателем нефтеносности является наличие в растворенных газах углеводородов, H_2S и CO_2 , особенно первых. CO_2 является показателем нефтеносности лишь в некоторых случаях и одновременно показывает высокую степень разрушения нефтяной залежи.

В опубликованных в Трудах ВНИГРИ «Очерках по Геологии СССР» при обобщении материалов опорного бурения, М. А. Гатальский [1958] дает оценку по гидрохимическим показателям перспектив нефтегазосности Русской платформы, приводя карту перспектив этой территории. При этом им используется выработанная ранее методика и учитываются материалы предшествующих исследований, проводимых в течение ряда лет.

Е. А. Барс в небольшой статье, опубликованной в журнале «Геология нефти» [1957], делает беглый обзор гидрохимических показателей нефтеносности и гидрохимических методов поисков нефтяных залежей. Давая поисковую оценку некоторых компонентов (Br , J , B , NH_4 и др.), она отмечает, что на настоящей стадии изученности вопроса большое содержание в водах йода может рассматриваться как благоприятный показатель нефтеносности, однако отсутствие его еще не дает права делать отрицательную оценку района. Она указывает, что одним из наиболее интересных показателей нефтеносности следует признать аммоний.

Автор подчеркивает необходимость углубленного изучения воднорастворенного органического вещества, фенолов, величин поверхностного натяжения и пр.

Давая оценку методу гидрохимической съемки, Е. А. Барс считает, что он «является по преимуществу методом, направленным на выяснение структурных особенностей изучаемой территории, на выявление погреш-

бенных структур и трассирование нарушений». Она указывает на факт применения этого метода для выявления структурных показателей за границей.

А. А. Карцев в статье «Классификация гидрогеологических показателей при оценке перспектив нефтегазоносности» [1958] выделяет показатели нефтеносности и показатели условий сохранения газонефтяных залежей, причем первые он делит на достоверные (нафтенат-ионы, жирные анионы, фенолы, аммоний, гомологи метана) и предположительные (йод, бром, H_2S и др.). Среди показателей условий сохранения газонефтяных залежей выделяются гидрохимические (минерализация, бром, высокий гелий-аргоновый коэффициент и др.) и общегидрогеологические. По-видимому, можно согласиться с автором, что деление показателей на достоверные и предположительные более правильно, чем на прямые и косвенные. Нам представляется, что следует выделять и две группы показателей, а именно — нефтеносности и условий сохранения, хотя из последних часто приходится исходить при выяснении первых и, таким образом, они тесно переплетаются, на что указывал и Н. К. Игнатович.

Заканчивая обзор работ по изучаемому вопросу, необходимо отметить, что мы не имели возможности остановиться на целом ряде книг, статей и неопубликованных отчетов, в которых так или иначе затрагиваются и освещаются некоторые вопросы нефтепоисковой гидрогеологии. Разобраны главным образом те работы, которые представляют специальный интерес для изучаемой темы; в библиографический указатель включено много таких работ, о которых не упоминалось в тексте.

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОПРОСА И СУЩЕСТВУЮЩИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ

В результате рассмотрения наиболее важных работ, касающихся гидрогеологических (в широком смысле) критериев нефтеносности, можно сделать следующие основные выводы о состоянии этого вопроса и об оценке самих критериев.

1. Теоретической базой для изучения и разработки вопроса об указанных критериях в настоящем является учение о единой сложной системе «твердое тело \rightleftharpoons вода \rightleftharpoons газ \rightleftharpoons живое вещество», т. е. признание единства природных вод и неразрывной связи их с твердым веществом земной коры, с ее газовым режимом и органической жизнью (В. И. Вернадский).

2. В учении В. И. Вернадского о природных водах было уже заложено понятие о их гидрохимической зональности, о взаимосвязи водоносных комплексов в земной коре, а также был высказан ряд положений, непосредственно касающихся вопроса о нефтепоисковом значении вод, в частности: а) выделение им в классификации природных вод семейства вод нефтяных месторождений не только по различию их химического состава, но и по своеобразному подклассу, богатому углеводородами; б) предположение о различии нафтеновых кислот, содержащихся в водах в зависимости от различия типов нефтей, в) о наличии радиоактивности нефтяных вод и возможности в связи с этим образования в них вторичного свободного кислорода и др.

3. Методически правильным следует признать указание В. И. Вернадского о необходимости комплексного изучения всей флюидальной системы в целом, с всесторонним исследованием солевого состава не только вод, но и их газовой составляющей.

4. В нефтяной гидрогеологии, среди гидрогеологических в широком смысле критериев нефтеносности к настоящему моменту выделились

следующие основные типы критериев: а) гидрохимические, б) гидрогеологические, в) газогидрохимические или газовые, г) микробиологические.

Все эти типы критериев, тесно связанные друг с другом и вытекающие друг из друга, при совместном рассмотрении могут быть признаны практически очень ценными при прогнозировании нефтегазонасности территорий, однако каждый из этих типов имеет и свои особенности, которые были изучены и вскрыты различными исследователями, разработавшими методику их оценки и интерпретации.

5. Основной вклад в учение о гидрохимических критериях нефтеносности внесли работы В. А. Сулина и созданное им учение о водах нефтяных месторождений в системе природных вод. Разработанная им генетическая классификация вод сыграла большую роль в нефтяной гидрогеологии и нашла широкое применение в практике.

Выделение В. А. Сулиным трех групп гидрохимических показателей нефтеносности: прямых (нафтеновые кислоты, йод), косвенных, таких как тип воды и процессы десульфирования, и косвенных, не имеющих генетической связи с нефтью (Br, B, Ba, Sr, возможно, F, Ra и др.), и по настоящее время с некоторыми дополнениями и изменениями используется в практике прогнозирования.

6. На основании учения В. А. Сулина о водах нефтяных месторождений был создан и широко внедрен в практику нефтепоискового дела метод гидрохимической съемки, сыгравший свою роль при оценке перспектив нефтеносности территорий и показавший себя положительно главным образом как метод выяснения структурных особенностей, погребенных структур и различного рода нарушений.

7. Признавая неопределимо большие заслуги В. А. Сулина и его последователей (Е. А. Барс, Л. А. Гуляева и др.) в деле разработки классификации вод, вопросов гидрохимической зональности, гидрохимических критериев нефтеносности и т. д., следует отметить, что работы этого направления имеют весьма существенный недостаток. Он выражается в том, что в них не учитывалась газовая составляющая. Однако нужно признать, что оправдывающим обстоятельством, объясняющим, почему В. А. Сулин не мог положить в основу своей классификации газовый состав вод, является то, что последний к моменту ее создания был еще слабо изучен, поэтому применимость классификации резко ограничилась бы.

8. Основная роль в создании и разработке гидрогеологического типа критериев нефтеносности принадлежит Н. К. Игнатовичу, позднее М. А. Гатальскому, А. И. Силину-Бекчурину и др.

Н. К. Игнатович разработал на конкретном материале Русской платформы и Северного Кавказа схему гидродинамической и гидрохимической зональности вод и дал методику гидрогеологического анализа структур и территорий, гидрогеологическую классификацию геоструктурных элементов по степени раскрытости, проточности и промываемости, подчеркнул важную роль вертикальной миграции при формировании нефтяных залежей и впервые дал карту прогноза нефтеносности по гидрогеологическим показателям для широкой территории Русской платформы. Исключительно важным является положение Н. К. Игнатовича об особом значении динамичности подземных вод и их закрытой циркуляции для формирования нефтяных месторождений. Указанный исследователь показал, что нефтеносность структур и провинций можно оценивать с точки зрения состояния и роли тех гидрогеологических факторов, которые способствуют сохранению или разрушению нефтяных месторождений.

9. Развивая дальше положения Н. К. Игнатовича, М. А. Гатальский внес много нового в учение о гидрогеологических критериях нефтеносности, удачно используя их в совокупности с гидрохимическими и газовыми показателями при прогнозировании. При оценке нефтегазоносности северной половины Русской платформы им использован метод палеогидрогеологического анализа структур, выяснен ряд вопросов о роли динамики при формировании залежей и при решении вопросов прогнозной оценки территорий, разработана методика определения закрытости структур, составления карт прогноза нефтеносности по комплексу показателей и дан целый ряд практически ценных методических указаний, имеющих большое значение для практики нефтепоискового дела.

10. Большой вклад в разработку теоретических основ изучения растворенных в водах газов внесли В. П. Савченко, А. Л. Козлов, А. А. Черепенников, А. В. Шуфертов, М. С. Гуревич и другие исследователи. М. С. Гуревичем в конкретных условиях установлены парагенетические связи подземных вод и газов, подтверждающие, что можно рассматривать систему вода \rightleftharpoons газ как единое целое, и прослежены изменения этих связей и закономерностей во времени и пространстве. Показав на конкретных территориях существование зональности не только солевого, но и газового состава подземных вод, М. С. Гуревич сделал практические выводы о газоносности территории Западно-Сибирской низменности, подтвердившиеся в дальнейшем опорным бурением и открытием Березовского месторождения газа.

11. Заслуга в разработке методических вопросов, связанных с изучением растворенных в водах газов, а также с выяснением их поискового значения принадлежит В. П. Савченко, А. А. Черепенникову, А. В. Шуфертову, М. С. Гуревичу, Е. Е. Беляковой, Б. Б. Митгарц и другим. Растворенные газы при оценке перспектив нефтеносности, помимо указанных лиц, применялись М. А. Гатальским, Н. Н. Ростовцевым, И. Б. Фейгельсоном и другими.

Сотрудниками ВСЕГЕИ в последние годы разработан ряд вопросов, связанных с изменением газогидрохимических показателей по мере удаления от контура нефтеносности и в зависимости от раскрытости структур.

12. Оценивая указанные выше типы критериев нефтеносности, можно сделать вывод, что к наиболее надежным прямым геохимическим показателям можно отнести наличие в подземных водах нефтяных кислот и повышенное содержание в растворенных газах высших гомологов метана-этана, пропана, бутана и др. Однако нужно учитывать, что нефтяные кислоты распространены не во всех типах вод, а главным образом в водах гидрокарбонатнонатриевого типа, тогда как крепкие рассолы $\text{Cl}-\text{Ca}$ типа почти не содержат нефтяных кислот, так как в этих водах они не могут накапливаться и выпадают в осадок. Таким образом, отсутствие нефтяных кислот в водах этого типа не может рассматриваться как отрицательный показатель нефтеносности.

13. Поисковое значение йода требует дальнейшего изучения, так как пределы его содержания в водах очень велики и, хотя в большинстве случаев максимальные концентрации йода приурочены к водам нефтяных месторождений, не редки случаи, когда заведомо нефтяные воды совсем не содержат йода даже в зоне контакта с нефтью.

14. Очень важным косвенным показателем нефтеносности является бессульфатность вод, хотя имеются случаи, когда нефти ассоциируются с сульфатными водами. Обычно это бывает в двух случаях, когда:

6 В. А. Кротова.

а) залежи находятся в стадии своего разрушения;
б) залежи приурочены к зонам высоких температур (Грозный), в связи с чем снижается жизнедеятельность бактерий.

15. Содержание значительного количества сероводорода приурочено чаще всего к водам нефтеносных районов. Сероводород является продуктом реакций десульфирования, протекавших или в прошлом или в настоящем. Воды, претерпевшие полное десульфирование, могут совсем не иметь H_2S . Все же в общем комплексе показателей наличие H_2S должно быть расценено как возможный показатель нефтеносности недр.

16. Пристального внимания требует к себе изучение содержания в водах NH_4 , поскольку имеющиеся, правда, немногочисленные данные свидетельствуют о его постоянном присутствии в водах нефтяных месторождений, и есть основания предполагать, что основная часть NH_4 в водах нефтяных месторождений имеет нефтяное происхождение.

17. Оценивая выделенные В. А. Сулиным типы нефтяных вод $Cl-Na$ и HCO_3-Na , нужно учитывать, что они имеют очень широкое распространение в природе и не могут быть сами по себе показателями нефтеносности, а характеризуют лишь благоприятную обстановку для существования залежей нефти. Накопление в водах таких компонентов, как хлориды кальция, брома и др., является показателем высокой степени метаморфизации вод, протекающей в условиях закрытых структур, и в этом смысле они могут выступить и как косвенные показатели нефтеносности.

18. Благоприятную оценку как показатель нефтеносности должен получить метод обнаружения глубинных гидрохимических аномалий при картировочном и поисково-разведочном бурении.

19. Дальнейшего изучения требует метод прогноза нефтегазосности по величине упругости газов, которая должна оцениваться в комплексе с химическим составом вод и другими показателями.

20. При оценке перспектив нефтеносности должны обязательно учитываться общие гидрогеологические условия района или структуры в настоящем и палеогидрогеологические условия, степень гидрогеологической закрытости недр, наличие зон разломов, являющихся областями разгрузки подземных вод и могущих создавать условия концентрации углеводородов в прилегающих ловушках.

Особую ценность приобретает выявление участков, где можно предположить закрытую циркуляцию подземных вод, благоприятную для формирования залежей нефти.

21. Оценка перспектив нефтеносности территорий может иметь практическую ценность и успех только при комплексном изучении всех указанных типов показателей на фоне изучения геологических и тектонических условий территории, а также характера нефтепроявлений.

22. Оценивая в целом состояние вопроса о гидрогеологических показателях нефтеносности, необходимо отметить, что здесь нужно различать два момента: 1) оценку крупных территорий и районов, 2) оценку возможной нефтеносности структур внутри этих районов.

Если для решения первого вопроса нефтяная гидрогеология обладает в той или иной степени разработанными методами и показателями оценки перспектив, то для решения второго вопроса еще очень мало надежных показателей, и эта сторона вопроса требует наиболее тщательной разработки.

23. Дальнейшее исследование вопросов нефтепоисковой гидрогеологии должно идти по пути их комплексного и всестороннего изучения.

Г л а в а II

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕНОСНОСТИ В РАЗЛИЧНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ УСЛОВИЯХ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ. НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Несмотря на широкое развитие наук геологического и геохимического циклов (тектоника, нефтяная геология и гидрогеология, геохимия вод, нефтей, битумов и газов) целый ряд кардинальных вопросов теоретического характера еще и по настоящее время остается изученным недостаточно. В частности такие вопросы, как происхождение нефти и солевого состава глубинных вод, ассоциирующихся с нею, не имеют однозначного решения и содержат много дискуссионных положений.

Возродившаяся в последние годы в новом варианте гипотеза неорганического происхождения нефти (Н. А. Кудрявцев, В. Б. Порфирьев, П. Н. Кропоткин и др.) показала ряд слабых сторон теории ее органического происхождения. Однако в связи с недостаточным еще количеством отечественного фактического материала и неразработанностью геохимической стороны процесса нефтеобразования неорганическим путем эта теория сама содержит много неясных и дискуссионных положений. Накопление фактов в этом направлении, тщательный, всесторонний и объективный анализ материала с позиций обеих теорий, по-видимому, поможет приблизиться к решению этого вопроса, что совершенно необходимо для правильного и всестороннего решения других вопросов, и в частности, — о прогнозах нефтеносности территорий различного тектонического строения.

Не меньший интерес в этом смысле представляет вопрос о происхождении солевого состава нефтяных вод и рассолов и в частности ряда компонентов, являющихся специфическими для этих вод.

Вопросы о формировании подземных вод, о причинах их гидрохимической зональности, о составе минерализации и причинах увеличения ее с глубиной и т. д. решаются неоднозначно. На этот счет имеется целый ряд гипотез, в частности гипотеза погребенных вод, гипотеза подземного испарения, метаморфизации вод, гравитационная гипотеза и пр.

Большинство гидрогеологов (Н. К. Игнатович, В. А. Сулин, М. А. Гатальский, Н. И. Толстихин и др.) увеличение минерализации и смену типов вод в вертикальном разрезе справедливо связывают с различными условиями динамики вод, со степенью закрытости и промываемости структур, глубиной залегания водоносных горизонтов и др.

При решении указанных вопросов далеко не всегда учитывается реакное различие бытия вод в разных обстановках (температур, давления

и пр.) и, что особенно важно, — геохимическое влияние глубоких недр. Большинство исследователей, говоря о солевом составе вод, связывает его генезис в основном с осадочным комплексом пород, с процессами выщелачивания из него водами солей, катионного обмена и пр. Нам представляется, что совершенно необходимо при этом учитывать и возможность поступления из подкоровых очагов целого ряда компонентов, содержание которых в водах с глубиной обычно увеличивается закономерно и последовательно. В частности вряд ли можно отрицать возможность поступления с больших глубин хлора (в виде хлористоводородных соединений), бора, фтора, возможно брома и других компонентов, на что указывает целый ряд исследователей.

Так, А. М. Овчинников [1957], касаясь природы гидротермальных растворов, считает, что с гидрогеологической точки зрения, учитывая современные данные о зональности подземных вод и наличие повсюду на глубине $\text{Cl}-\text{Na}$ и $\text{Cl}-\text{Ca}$ вод, можно полагать, что растворы, в которых протекали процессы минералообразования, были хлоридно-натровыми. Он приводит данные анализов газово-жидких включений в граните и порфире, которые были захвачены во время роста кристаллов, состояли в основном из хлоридов натрия и имели минерализацию до 110—210 г/кг.

Е. М. Геллер считает, что источник минерализации вод и рассолов логично искать в направлении увеличения общей минерализации и содержания хлоридов, т. е. на глубине. Он полагает, что общность закономерностей почти для всех депрессионных областей платформ указывает на существование единой физической причины формирования вод, а именно «проникновение в осадочную толщу постумных гидротермальных растворов». Одним из доказательств этого он приводит тот факт, что минерализация вод и содержание хлора в зоне застойного водного режима являются резко избыточными относительно количества воднорастворимых солей во вмещающих породах.

Одним из доказательств против глубинного генезиса солевого состава вод обычно выдвигается то, что в зонах современного вулканизма горячие источники имеют слабую минерализацию и состав их резко отличается от состава вод платформенной области, состоящих в основном из хлоридов щелочей и щелочных земель. Нам представляется справедливым указание А. Г. Бетехина [1955] о том, что далеко не всегда можно судить по составу горячих минеральных источников и фумарол о составе тех гидротермальных растворов, которые свойственны глубине, т. к. значительную часть минеральных веществ они должны отложить по пути. Здесь необходимо особо учитывать тот факт, что при подъеме растворов с глубины в верхние зоны резко изменяется их бытие, они движутся из областей высоких температур и давлений в области более низких температур и давлений и сами резко изменяются, теряя по пути ряд компонентов. Поэтому при решении вопроса о причинах минерализации вод и их состава приходится пользоваться не только данными современного вулканизма, а исходить из тенденций и закономерностей, существующих в земной коре, и в частности — из факта гидрохимической зональности, особенно хорошо проявляющейся в платформенных областях, где четко прослеживается изменение минерализации и состава вод в зависимости от глубины и степени закрытости структур. К тому же здесь мы имеем дело с тенденциями и закономерностями, которые возникли в результате процессов, протекавших во времени, в итоге которых установилось какое-то гидрохимическое равновесие.

Заметим здесь, что большой интерес представляет изменение величины РН в гидрохимическом разрезе платформенных областей. По мере увеличения глубины залегания водоносного горизонта и возраста пород происходит уменьшение величины РН от 8—9 в верхних горизонтах (Р) до 3—5 в нижних (Д), причем самые низкие величины РН были отмечены местами в рассолах См_1 Восточной Сибири (2—3).

Как известно, многие исследователи (Боуэн, Феннер, Шмедеман и др.) считают, что первоначальные растворы магмы были кислыми. Низкие величины РН фиксируются и в горячих минеральных источниках районов вулканической деятельности. На это следует обратить внимание.

Уже теперь имеется достаточно много фактов из области современной вулканической деятельности, говорящих о содержании в продуктах проявления вулканизма тех компонентов, которые составляют основу солевого состава глубинных рассолов и в частности — вод нефтяных месторождений и имеют тенденцию к увеличению с глубиной.

А. Г. Бетехтин [1955] отмечает, что в некоторых случаях при извержении магмы выделяется огромное количество хлористоводородной и фтористоводородной кислот в газовых струях и продуктах деятельности фумарол. Так, в Долине десяти тысяч дымов (на Аляске) только в 1919 г., по подсчетам Цисса, из фумарол выделилось около 1 250 000 т HCl и примерно 200 000 т HF . Предполагают, что деятельность этих фумарол связана с внедрившейся на некоторой глубине апофизой магмы во время извержения вулкана Катмаи в 1912 г.

По данным Фуке и Лазо [А. Г. Бетехтин и др., 1955], в 1865 г. во время извержения Этны из текущей лавы поднялся густой дым, который состоял в основном из NaCl . При этом отложения соли приобрели зеленый оттенок, обусловленный хлористой медью.

Исследования В. Ньюхаузом жидких включений в сульфидах показали, что преобладающим компонентом жидких включений является хлоридно-натровый раствор с общей минерализацией от 120 до 250 г/л.

Интересные данные приводит В. Линдгрэн [1934] по глубоким горизонтам вод медных рудников Мичигана, состоящих в основном из хлоридов кальция, имеющих минерализацию до 280 г/л и содержащих до 2,2 г/л брома.

В. В. Иванов [1957] приводит данные по составу воды центральной воронки верхнего кратера вулкана Эбеко, расположенного в зоне сочленения Курильских островов с Камчаткой. Минерализация воды около 67 г/л, причем в ней до 64,8 г/л соляной кислоты. Автор отмечает, что состав сильно изменяется в зависимости от времени года. Так, в конце июня 1956 г. в ней было уже 70,98 г/л хлора.

Корренс [1958] отмечает необычайно высокое содержание фтора во многих базальтах, причем оно значительно превышает содержание в них хлора.

С. Н. Набоко [1957] указывает на большую активность фтора в газах вулканов, хотя по количеству он уступает другим газам в вулканических эгзоляциях. По ее данным, активность фтора усиливается присутствием в вулканических газах перегретых паров воды. Указанный автор отмечает, что фумарольный газ (Камчатка), состоящий в основном из паров воды (95% объема), азота и кислорода, в незначительных количествах содержит водород, окись углерода, хлористый водород, хлористый аммоний, фтористый водород, сернистый газ, а при более низких температурах — H_2S и CO_2 .

Л. А. Бапарина в 1953 г. приводит данные по составу сухого газа из базальта кратера Заварицкого. В нем после вычета N_2 и O_2 было обнару-

жено (в объемных процентах): HCl — 27; HF — 2, NH_3 — 5; SO_2 — 7; H_2 — 2,8; CO — 31.

По данным О. Н. Толстихина [1957] и других исследователей гидрогеологии Камчатки, в фумарольных газах последней, помимо CO , CO_2 и различных сернистых соединений, выносятся пары хлористого и фтористого водорода и другие соединения хлора и фтора.

Интересны данные Л. К. Блинова (1946 г.), который, разбирая вопросы о происхождении солевого состава морской воды, отмечает, что поступление хлора в океан опережает поступление натрия, т. е. хлор поступает не только в виде солей NaCl и KCl , но и иным путем. Этот избыток хлора до 70 мг-экв/л он относит за счет поглощения океанами газообразных продуктов вулканической деятельности, содержащих хлористый водород и свободный хлор. Л. К. Блинов считает, что древний океан имел ясно выраженную кислую реакцию.

С. В. Альбов [1957], занимаясь изучением геохимии вод Крыма, получил данные о количественном содержании бора. Он отмечает, что максимальное количество его приурочено к сопочным водам с большим содержанием в газах CO_2 (60—90%). В составе газового источника Сент-Эли CO_2 содержится в количестве 91,6%. При этом борно-углекислые, а также термальные проявления (сопки и источники) сосредоточены только в восточной части Керченского полуострова и в западной части Таманского полуострова, т. е. они локализуются ближе к Керченскому проливу, по которому проходит линия большого тектонического разлома, установленная бурением. В некотором удалении от этого разлома располагаются сопки, выделяющие главным образом метан, азот и небольшое количество бора.

Автор отмечает, что нефть, нефтяные, метановые и сероводородные воды на Керченском полуострове залегают в верхней части разреза (миоцен, олигоцен), тогда как зона углекислых вод с бором и литием располагается в нижней части разреза (эоцен, мезозой).

С. В. Альбов на основании анализа материала высказывал предположение, что бор на Керченском полуострове, приуроченный к углекислым (с литием) источникам и сопкам, выделяющим много углекислоты, является вулканическим (магматическим) продуктом.

О вулканическом происхождении бора в минеральных источниках говорят А. Е. Ферсман, А. М. Овчинников, М. И. Врублевский и другие.

И. М. Курман [1958], обобщая данные по основным месторождениям борного сырья, отмечает, что подавляющая часть разрабатываемых месторождений бора в капиталистических странах (США, Аргентина, Боливия, Перу, Чили, Турция) имеет вулканогенно-осадочное происхождение. Они связаны с современной или недавней вулканической деятельностью и располагаются в областях развития молодых вулканических образований. Содержание B_2O_3 в рудах этих месторождений достигает 25—30 и даже 40%.

По имеющимся данным трудно установить закономерности в содержании бора, но приуроченность его наибольших концентраций к зонам вулканизма, а на платформах к наиболее сложным в тектоническом отношении зонам дает основание предполагать широкое участие бора глубинного происхождения и в водах нефтяных месторождений, хотя мы не исключаем и иного его происхождения. Заметим здесь, что при определении генезиса того или иного компонента вод всегда нужно различать два вопроса — о первичности и вторичности.

В данном случае наибольший интерес представляет вопрос о первичности бора и других микрокомпонентов в водах.

Многообразно количественное содержание и соотношение в природных, в частности нефтяных водах брома и йода. Приведем некоторые показатели этих компонентов, заимствованные нами из трудов А. П. Виноградова [1939] и ряда других опубликованных работ.

	I, мг/л	Br, мг/л
Апшеронский полуостров	15—60	100—300
Грозненский район	5—20	
Фергана	20—45	200—300
Ухта	1—15	100—600
Урало-Поволжье	3—25	300—2000
Ишимбай	50—80	500—800
Краснокамск	10—20	750—1200
Чусовские Городки	100	2000
Прикарпатье	70	500—700
Румыния	5—50	2—1000
Италия (Salsomaggiore)	550	180
Югославия	0,4—5,0	0,1—6,0
Ява	100—150	20—80
США	10	300

Даже эти отрывочные сведения показывают очень широкие колебания в содержании брома и йода в водах нефтяных месторождений. Как правило, йода меньше чем брома, но бывают месторождения с обратным соотношением (Италия, Ява и др.). В водах же Югославии очень мало и йода, и брома.

Велики пределы колебания концентрации этих компонентов в пределах одной нефтеносной провинции и даже в пределах различных горизонтов одной и той же структуры. Бром в своем распространении, особенно в платформенных условиях, чаще всего имеет хорошо выраженные закономерности в зависимости от глубины, закрытости, метаморфизации и т. д. Он является продуктом концентрирования вод и их метаморфизации в закрытых структурах. Йод не имеет таких четких закономерностей, как бром, в своем распространении, и происхождение его в нефтяных водах не вполне ясно.

Все изложенное выше заставляет думать, что при решении вопросов формирования химического состава вод нефтяных месторождений и при оценке поискового значения некоторых микрокомпонентов в водах следует учитывать различные природные факторы и как один из них — возможность обогащения вод компонентами и газами за счет поступления из глубоких недр земли. Масштабы явления и их интенсивность могут быть различными. В областях молодого вулканизма и альпийского геотектогенеза они одни, в платформенных областях — другие. Длительность времени, в течение которого протекали процессы обогащения компонентами вод, еще усугубляет эти различия. Уже теперь многие исследователи допускают возможность двойного происхождения (органического и неорганического) некоторых элементов солевого состава вод нефтяных месторождений, однако геохимически еще не могут найти качественные различия и количественные соотношения между ними.

Было бы очень интересно геохимикам и гидрогеологам, занимающимся вопросами формирования глубинных вод нефтяных месторождений и поисковыми показателями, сделать обобщение материалов по содержанию микрокомпонентов в природных водах вообще и сравнить поведение их в нефтеносных и ненефтеносных районах и районах распространения рудных месторождений.

При решении вопросов формирования состава вод нельзя также забывать, что сама вода на больших глубинах, где мы обычно и встречаем нефтяные залежи, резко меняет свои свойства. Так, А. М. Овчинников [1957] отмечает, что на глубине вода находится в перегретом состоянии, и при температурах около $200-300^{\circ}$ и даже в надкритическом состоянии представляет жидкий раствор. По сообщению того же автора, экспериментальные исследования Н. И. Хитарова при участии Н. С. Лазаревича и других показали, что подземная вода, содержащая в растворе NaCl и CaCl_2 , в присутствии полевого шпата и кварца в условиях температуры выше 300° и повышенного давления резко меняет РН. Возникновение кислой среды вызывает специфические условия гидротермальных процессов и изменение окружающих пород. При этом раствор приобретает агрессивные свойства, выщелачивает и растворяет окружающие горные породы, в результате чего многие элементы начинают мигрировать вместе с подземной водой.

А. М. Овчинников [1957] также отмечает, что растворимость CO_2 на глубине более сходна с растворяющей способностью жидкости, чем газа, и поэтому она может играть большую роль в переносе и отложении других веществ. Заметим здесь, что указанный автор гидротермальные месторождения рассматривает как древние очаги разгрузки напорных вод, что представляет исключительный интерес.

Большой интерес для решения вопросов формирования химического состава подземных вод в течение длительной геологической истории и в частности — выяснения роли в этом процессе влияния глубоких недр может, по-видимому, представить изучение следов магматической деятельности в толщах осадочных пород платформенных областей. Значительный материал по этому вопросу накопился для некоторых районов Русской платформы и в том числе Волго-Уральской нефтеносной области.

Особый интерес представляют факты, приводимые Л. М. Бириной [1953], которая изучила большой материал опорных и разведочных скважин северо-западной части Московской синеклизы и встретила многочисленные следы магматической деятельности в девонских отложениях.

«В девоне Солигаличского района, — пишет Л. М. Биринина, — в нижних слоях имеется интрузия (?) базальта, выше эффузивы и в верхних слоях жильные минералы — обычный комплекс извержения магматических пород. Все перечисленные кристаллические породы расположены на большом расстоянии от фундамента; интрузия (?) базальта отстоит от него более чем на 680 м (скважина недобурена), красноцветные вулканические породы — более чем на 1080 м и жильные — более чем на 1570 м. Это говорит о том, что радиус влияния подкоровых процессов на осадочный покров в пределах центральных областей Русской платформы значительно больше, чем принято думать, и магматические дериваты по существу проникают через всю кору».

Л. М. Биринина указывает на бесспорно эманационное происхождение флюорита (CaF_2) в Солигаличе и приводит ряд примеров проявления магматизма в других структурах (Сундырь, Юлово-Ишим и др.), свидетельствующих о широком распространении продуктов магматической деятельности в осадочных породах платформы.

Н. А. Михайлова [1958] отмечает несколько случаев нахождения пород, связанных с процессами вулканической деятельности. При описании кернового материала разведочных скважин Татарии и Башкирии ею были встречены и изучены прослои пепловых туфов в различных горизонтах девона в ряде пунктов Волго-Уральской области: на севере

Саратовской области в Гусихе, на Новоелховской площади юго-востока Татарии, на Бондюжской площади северо-востока Татарии и на Арланской площади Северной Башкирии. При этом прослои пепловых туфов располагаются среди пород различного возраста (верхнеживетского и верхнефранского), что свидетельствует о неоднократном проявлении процессов вулканизма в девоне.

Л. П. Волковой [1953] при изучении верхнепермских пестроцветных отложений был обнаружен флюорит в породах различного состава: песчаниках, алевролитах, мергелях и известняках.

К. Р. Тимергазин [1959] описывает многочисленные примеры распространения пород диабазовой формации в платформенной части Западной Башкирии, которые имеют узко локальное распространение в зонах тектонических нарушений. По вертикали они прослеживаются от кристаллического фундамента до верхней толщи серафимовской свиты включительно.

Интересные данные по вопросу о магматической деятельности в районах востока Русской платформы приводятся в работах Т. А. Лапинской, В. С. Князева и др.

Приведением указанных выше данных и фактов, заимствованных из работ различных ученых, мы хотим подчеркнуть, что при решении вопросов формирования химического состава подземных вод совершенно недостаточно ограничиваться только рамками осадочной оболочки земли. Необходимо более углубленно и тщательно при этом изучать роль и значение глубинного фактора, ибо уже теперь становится ясно, что без этого нельзя сколько-нибудь полно и всесторонне решить вопрос о причине и первопричине минерализации природных подземных вод и их газовой составляющей, о многообразии химического состава вод и заключающихся в них микрокомпонентов, а также о геохимическом различии подземных вод различных геотектонических зон.

При решении вопросов формирования химического состава подземных вод безусловно очень важно изучение температурного фактора как в прошлом, так и в настоящем.

Высокое содержание в глубинных рассолах хлоридов кальция, достигающее в некоторых местах (Восточная Сибирь) 80—85%, по-видимому, может быть проще объяснено, если мы учтем температурный фактор, ускоряющий процессы метаморфизации. Как известно, растворимость солей NaCl при повышении температуры повышается очень незначительно, тогда как растворимость солей CaCl₂ при этом увеличивается довольно резко. Из этого можно сделать вывод, что на больших глубинах в условиях повышенных температур условия для накопления хлоридов кальция улучшаются.

Не всегда учитывается при рассмотрении вопросов формирования природных глубинных рассолов вообще и нефтяных вод в частности роль радиоактивности, на которую указывает В. И. Вернадский. Последний, как известно, придавал огромное значение радиоактивному распаду как источнику тепла.

Все указанное и ряд других моментов, резко отличающих обстановку глубоких недр от обстановки поверхностных зон, должно быть учтено при решении вопросов формирования подземных вод глубоких зон вообще и вод нефтяных месторождений в частности и при объяснении вопросов гидрохимической зональности и накопления в водах специфических компонентов.

Одним из очень существенных моментов, играющих, видимо, громадную роль в формировании химического облика вод, вскрываемых бурением в глубоких недрах, является фактор времени, т. е. длительность периода, в течение которого протекала вся гамма процессов в закрытых структурах или в структурах с периодически изменяющейся степенью гидрогеологической закрытости. Отсюда необходимость изучения палеогидрогеологических условий, наложивших отпечаток на процессы формирования вод и в целом флюидальной системы (вода, нефть, газ).

Нам представляется, что основное различие геохимической обстановки и в частности геохимического облика подземных вод трех расположенных по соседству друг с другом провинций (в той или иной мере газонефтеносных), а именно, востока Русской платформы, Западно-Сибирской низменности и Сибирской платформы, заключается в различии палеогидрогеологических условий формирования вод и длительности периодов, в течение которых протекали эти процессы.

На Сибирской платформе (Иркутский амфитеатр, Якутия), несмотря на то, что континентальный перерыв и размывы были весьма длительными, структуры нижнего кембрия благодаря мощным толщам (500—1000 м) соленосных отложений долгое время (с момента захоронения солей) существовали в обстановке высокой гидрогеологической закрытости. В них процессы накопления солей в водах и процессы метаморфизации протекали направленно и последовательно, время от времени, по-видимому, ускоряясь на отдельных участках в связи с повышением температуры недр благодаря неоднократно происходившим излияниям базальтов, траппов и других эффузивных пород.

Одновременно с протекавшими длительное время процессами метаморфизации, выражавшимися в накоплении предельно высоких содержаний хлорида кальция и понижении сульфатности вод, происходило повышение концентрации брома.

В связи с указанными процессами мы имеем очень низкие величины отношений $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$, $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ и $\frac{\text{SO}_4 \cdot 100}{\text{Cl}}$, причем таких низких величин первых двух отношений (соответственно 0,06—0,23 и 37—60) мы не имеем нигде в подземных водах Русской платформы. Палеогидрогеологические условия последней значительно отличались от таковых на Сибирской платформе. Здесь формирование хлоркальциевых рассолов на протяжении веков неоднократно прерывалось континентальными перерывами и размывами. В связи с этим степень закрытости структур периодически изменялась, процессы метаморфизации во времени прерывались и замедлялись под влиянием поверхностных факторов.

Наиболее благоприятные условия для процессов метаморфизации имеют место в глубоких окраинных прогибах, где бурением и обнаруживаются метаморфизованные рассолы (девон) чаще, чем на основной части территории. Как мы уже неоднократно показывали [1956, 1957], величина изолиний отношений $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ и $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ в связи с приведенным обстоятельством постепенно снижается в сторону Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины. Несмотря на то, что условия закрытости недр с момента отложения кыновских глин, по-видимому, были достаточно благоприятны для формирования хлоркальциевых вод, к настоящему времени мы все же не имеем в девоне (не говоря уж о вышележащих толщах палеозоя) столь высоко метаморфизованных вод, какие обнаружены в нижнем кембрии Сибирской платформы. Причиной этому является прерывистость

протекания процессов метаморфизации во времени и влияние зон опреснения, о которых мы скажем ниже. Еще большее влияние указанные факторы оказали на геохимический облик вышележащих толщ (С и Р).

Совершенно иные палеогидрогеологические и современные гидрогеологические условия мы имеем в Западно-Сибирской низменности. В то время, когда в палеозое Восточной части Русской и Сибирской платформ формировался хлоркальциевый тип вод и протекали процессы метаморфизации, в Западной Сибири наступил континентальный перерыв, и если рассолы в палеозойских отложениях здесь существовали, то они подверглись разрушению. В последующее время подземные воды, образовавшиеся в толщах мезозойских отложений, не имели сколько-нибудь значительного баланса времени для формирования солевого состава и накопления достаточного количества хлоридов Na и Ca для повышения общей минерализации. К тому же сами осадки терригенного комплекса не содержат тех соленосных и гипсоносных пород, которые мы встречаем в разрезе двух первых районов. Отсюда — отсутствие в разрезе осадочных пород Западно-Сибирской низменности высокоминерализованных и метаморфизованных подземных вод, наличествующих в осадках Русской и Сибирской платформ. Правда, с глубиной здесь тоже возрастает минерализация вод и увеличивается содержание микрокомпонентов, в частности брома, свидетельствующие об общей направленности процессов формирования вод в земной коре.

Сравнение различных платформенных областей с осадочным комплексом пород различного возраста и условий закрытости недр показывает, что гидрогеологически закрытые структуры древних платформ, как наиболее стабильные зоны земной коры, в которых создаются условия, обеспечивающие последовательное во времени, направленное и относительно непрерывное течение физико-химических процессов (концентрирование, метаморфизация, катионный обмен, проникновение постумных растворов и пр.), являются наиболее благоприятными структурами для формирования глубинных рассолов хлоркальциевого типа и состава, богатых бромом и другими микрокомпонентами. При этом в более древних толщах сформировались более высокоминерализованные и высокометаморфизованные рассолы, что связано, помимо всего прочего, с большой длительностью периода протекания указанных процессов. Эти структуры представляют благоприятные условия для формирования и сохранения нефтяных залежей.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ НЕФТЕНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Как известно, каждая крупная нефтеносная провинция или область, например Волго-Уральская, Урало-Эмбенская, Ферганская, Северо-Кавказская, Апшеронская, Сахалинская и другие, особенно по своему геологическому строению, имеет своеобразную геологическую историю и специфические черты нефтеносности. То же можно сказать и о гидрогеологических условиях. Как указывал Н. К. Игнатович [1948], каждая нефтеносная провинция имеет свои специфические черты водоносности, которые являются региональными и обычно прослеживаются на основной группе распространенных в ней нефтяных месторождений.

Так, в пределах обширной Волго-Уральской нефтеносной области, несмотря на то, что нефтяные месторождения находятся в различных тектонических и литолого-стратиграфических условиях, всюду выдержи-

вается единый профиль вод, сопутствующих нефти. Это воды хлоркальциевого типа, по В. А. Сулину, с минерализацией 150—250 г/л, со значительным содержанием брома, йода, аммония и других микрокомпонентов, в основном слабосульфатные или бессульфатные. По мере увеличения стратиграфической глубины (от перми к девону) и глубины гипсометрической (при погружении во впадины) происходит увеличение минерализации вод и возрастание их метаморфизации, т. е. обогащение их хлоридами кальция, брома и уменьшение коэффициентов $\frac{Na}{Cl}$, $\frac{Cl}{Br}$ и $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$.

Нужно заметить, что в указанных направлениях свойства нефтей также изменяются. В частности уменьшается их удельный вес и содержание серы, хотя имеются и отступления, которые находят себе объяснение.

В верхней части разреза залежи углеводородов местами ассоциируются с водами других типов, например хлормagneиевым в перми (зона Кинельских дислокаций) или сульфатонатриевым в среднем и верхах нижнего карбона (Байтуган, Шугурово и др.), однако это характерно или для газоносных пластов верхней перми или для разрушающихся залежей слабозакрытых структур, где процессы формирования рассолов хлоркальциевого типа сильно замедляются глубоким проникновением поверхностных факторов. Нигде на всей территории Волго-Уральской области мы не имеем нефтяных или газовых залежей, ассоциирующихся с водами гидрокарбонатонатриевого типа.

Таким образом, как справедливо указывал Н. К. Игнатович [1948], здесь крупнейшей нефтеносной провинции соответствует определенная гидрогеологическая провинция, в пределах которой формирование вод подчинено определенной закономерности.

В пределах Урало-Эмбенской нефтеносной солянокупольной области, где нефтяные месторождения приурочены к юре, так же, как и в предыдущем случае, рассолы, сопутствующие нефтяным месторождениям, имеют высокую минерализацию, возрастающую с глубиной, хлоркальциевый тип и характеризуются бессульфатностью. Эти воды приурочены не только к палеозойским, но и мезозойским отложениям. Последнее обстоятельство связано, по-видимому, с тем, что эта область, входящая в состав Прикаспийской впадины, является областью разгрузки с присущими таким областям чертами и высоким залеганием соленых вод, восходящих с глубины. В отличие от Волго-Уральской области, здесь при увеличении с глубиной общей минерализации и брома содержание хлоридов кальция в водах не увеличивается, а уменьшается, а отношение $\frac{Na}{Cl}$ возрастает. Это связано с влиянием соляных штоков и куполов и, по-видимому, относится только к местам их распространения. Содержание микрокомпонентов в водах нефтяных месторождений Эмбы меньше, чем в водах Волго-Уральской области. В целом же черты нефтеносности и водоносности Урало-Эмбенской области близки к таковым Волго-Уральской нефтеносной области.

Другую картину мы имеем на Апшеронском полуострове. Здесь нефтяные залежи приурочены к мощной продуктивной толще третичного возраста, вмещающей многочисленные нефтеносные пласты, расположенные в виде многоэтажных залежей. Соответственно этажам расположены и водоносные горизонты.

Для этой нефтеносной провинции характерно широко распространенное падение минерализации подземных вод с глубиной и последовательный переход хлоридно-натриево-кальциевых вод в верхней части

продуктивной толщи, имеющих минерализацию, сходную с рассолами Урало-Поволжья и Эмбы, к слабоминерализованным щелочным водам гидрокарбонатнонатриевого типа в нижней части разреза. В том и другом случаях воды почти не содержат сульфатов. Закономерному уменьшению с глубиной минерализации от удельного веса 1,13 до 1,012 и смене типов вод от $\text{Cl}-\text{Ca}$ к HCO_3-Na соответствует весьма закономерное изменение удельного веса нефти от 0,865 в верхней части разреза продуктивной толщи до 0,920 в нижней (по Н. И. Потапову). Таким образом, здесь в верхней части разреза залегают высокоминерализованные воды и легкие нефти, а в нижней — слабоминерализованные воды и тяжелые нефти.

Правда, по данным С. Л. Андрианова и А. Л. Адамова, в скв. 7 площади Зыря в юго-восточной части Апшеронского полуострова высокодебитная нефть горизонта KaC-2 на глубине 4651—4669 м имела удельный вес 0,8683.

Инверсию гидрогеологического разреза на Кавказе различные авторы объясняют по-разному, но наиболее правильной нам представляется точка зрения Н. К. Игнатовича [1948], который приписывает ее условиям динамики вод и питанию глубоких горизонтов атмосферными водами со стороны Кавказа. Он пишет: «В случае наличия благоприятных структурных условий для погружения современных вод на значительные глубины и последовательного подъема их на поверхность могут даже на очень больших глубинах (порядка 1,5—2 км) формироваться воды сравнительно низкой минерализации, характеризующиеся восстановленностью сульфатов и обычно щелочными свойствами». Однако, если заметный водообмен на больших глубинах отсутствует, то и на Кавказе, как и в условиях Русской платформы, мы имеем хлоркальциевые воды и рассолы.

В пределах Северного Кавказа, где залежи нефтей приурочены в основном к средней части разреза третичных отложений, так же, как и на Апшеронском полуострове, отмечается падение минерализации хлоркальциевых вод и появление гидрокарбонатнонатриевых вод, которые являются основным типом вод, сопровождающих нефтяные залежи. Однако нефти ассоциируются и с водами хлоркальциевого типа. По мере удаления от Кавказского хребта на север гидрокарбонатнонатриевые воды переходят в хлоркальциевые и минерализация последних возрастает. Здесь очень четко выражена гидрохимическая зональность по горизонтали.

Своеобразную гидрогеологическую нефтеносную провинцию представляет собою Ферганская котловина. Исследователями установлено закономерное нарастание минерализации подземных вод со стратиграфической глубиной в пределах закрытых структур внутренних частей котловины, а для открытых и полужакрытых структур, приуроченных к периферии, отмечается обратная гидрохимическая зональность, т. е. падение минерализации с глубиной. Это вполне объяснимо условиями геологическо-тектонического строения Ферганской котловины. Здесь стратиграфически более древние породы выходят на поверхность в обрамлении котловины и образуют область питания в предгорьях. Поэтому в периферийных частях котловины наиболее глубокие горизонты оказываются в более благоприятных условиях промываемости. Основным типом вод нефтяных месторождений Ферганы является хлоркальциевый тип. Интересно, что (по В. С. Самариной) несмотря на падение минерализации с глубиной, коэффициент метаморфизации их, выражающийся величиной $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$, в этом направлении возрастает, а $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ падает. Особенностью Ферганской нефтеносной области является и то, что при общей обогащен-

ности подземных вод йодом наибольшие его количества приурочены к отложениям неогена, а не палеогена, с которыми связаны основные месторождения нефти.

По данным О. А. Рыжова, четко выраженной общей закономерности в изменении качества нефтей по разрезу нет, но более легкие нефти находятся в месторождениях, расположенных ближе к центру котловины. В зависимости от степени закрытости структур и других причин удельные веса нефти изменяются от 0,76 до 0,92.

Даже при беглом рассмотрении гидрогеологических особенностей различных нефтеносных областей и провинций бросается в глаза, что условия нахождения нефтяных месторождений тесно с ними увязываются и во многом зависят от гидродинамического режима геологической структуры.

Эти связи были бы еще нагляднее представлены, если бы при гидрогеологических исследованиях в нефтеносных областях изучались не только подземные воды, но и сами нефти, их количественные и качественные изменения и преобразования в зависимости от гидрогеологической обстановки и общения с водами различного солевого и газового состава и минерализации. Весьма интересно было бы проследить распространение различных типов нефтей в различных условиях водоносности и геохимического типа вод. Все это значительно упростило бы и задачу оценки гидрогеологических показателей нефтеносности.

Несмотря на разнообразие гидрогеологических условий и особенностей нахождения нефти в природе, Н. К. Игнатович [1948], исходя из зональности подземных вод, считает возможным выделить два основных типа водоносности, характерных для нефтеносных областей и провинций: платформенный тип и горноскладчатый. Наиболее ярким примером первого являются гидрогеологические условия Русской платформы, а второго — Северный Кавказ и Апшеронский полуостров.

В платформенных условиях как в геологически более стабильных наиболее четко и ярко выступают черты основного закона формирования химического состава вод, нашедшего свое отражение в генетической классификации профессора В. А. Сулина. Эти черты выражаются в увеличении минерализации вод с глубиной, смене типов вод от гидрокарбонатных и сульфатных к хлоридным и закономерном росте метаморфизации вод, выражающемся в обогащении вод в указанном направлении хлоридом щелочных земель (главным образом кальция), бромом и другими компонентами, а также в снижении таких коэффициентов, как $\frac{Na}{Cl}$, $\frac{Cl}{Br}$, $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$.

Соответственно с увеличением стратиграфической и гипсометрической глубины и появлением в разрезе все большего количества водоупорных слоев улучшаются условия закрытости недр и, следовательно, условия сохранения нефтяных залежей. Поэтому, если в течение геологической истории не было активного вмешательства поверхностных факторов или тектонических нарушений, как правило, с глубиной происходит уменьшение удельного веса нефтей и улучшение их качественного состава (возрастание легких фракций, обеднение серой и т. д.).

В зонах тектонических нарушений или особенностей литологического состава (наличие гипсов, солей) высокоминерализованные воды могут обнаруживаться близко к поверхности, причем в первом случае они будут отражать черты глубинного профиля и давать глубинные гидрохимические аномалии, тогда как во втором случае они будут отражать лишь черты локальной среды (гипсы, ангидриты, соли), с которой они находятся

во взаимодействии. В этом случае при высокой минерализации мы не будем иметь высокой метаморфизации вод в указанном выше понимании.

Таким образом, наилучшая изолированность среды, имеющая место чаще всего в более нижней части разреза платформенных структур, является благоприятной как для формирования хлоркальциевых рассолов, так и сохранения нефтяных залежей, чем и обуславливается их частое совместное нахождение в природе.

Вмешательство тектонического фактора в строение осадочного комплекса земной коры в складчатых областях и выведение близко к поверхности более глубоких толщ разреза обуславливает нарушение гидрохимической зональности и отступление от основного закона формирования вод. Последнее выражается в инверсии гидрогеологического разреза, правда на каком-то его отрезке, минуя который снова начинает действовать этот закон. Последнее наблюдается тогда, когда перестает сказываться сколько-нибудь заметное влияние поверхностных факторов. Такие явления, однако, свойственны и платформенным областям в районах обрамлений артезианских бассейнов.

Очень существенным и важным отличием указанных выше двух основных типов водоносности нефтеносных областей являются различные условия их питания и разгрузки. Если в горноскладчатых областях они более ярко выражены в связи с тектонической нарушенностью, дислоцированностью пород и выходом на поверхность более древних толщ, то в платформенных условиях они выступают менее четко и их влияние на условия циркуляции вод сильно замедленно, что и обуславливает наряду с другими факторами формирование вод определенного гидрохимического профиля. Здесь значительную роль начинают приобретать местные области питания и разгрузки. Последние приурочены главным образом к зонам разломов, глубоких трещин и глубоким врезам древних долин.

Таковы черты различия и сходства основных типов водоносности нефтеносных областей и провинций.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕНОСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

В нашу задачу входит освещение вопроса о гидрогеологических (в широком смысле) показателях нефтеносности главным образом платформенных областей с целью применимости их к районам Сибири, где сейчас ведутся поисково-разведочные работы на нефть. Мы остановимся здесь в основном на Волго-Уральской нефтеносной области, как наиболее хорошо изученной в гидрогеологическом отношении. Вслед за этим очень кратко охарактеризуем и имеющиеся показатели нефтеносности Восточной и Западной Сибири. Эти районы в настоящем еще не могут быть причислены в полной мере к нефтеносным районам, поскольку в них найдены лишь единичные нефтепроявления и залежи нефти непромышленного характера, но обнаружение в них промышленных залежей газа уже заставляет относиться к ним как к перспективно газонефтеносным.

Волго-Уральская нефтеносная область

При оценке гидрогеологических показателей нефтеносности Волго-Уральской области мы исходили из рассмотрения следующих факторов:

а) общих гидрогеологических условий и степени гидрогеологической закрытости недр, б) химического состава вод и содержащихся в них

микрокомпонентов, в) содержания растворенных в водах и свободно выделяющихся газов. В связи со слабой и неравномерной изученностью газовой составляющей вод этот показатель может быть использован для оценки нефтеносности лишь отдельных районов.

Общие гидрогеологические условия Волго-Уральской нефтеносной области охарактеризованы в работах большого количества исследователей, о которых мы упоминали выше, и описаны нами в специальной монографической сводке, опубликованной в 1956 г. Здесь же касаемся этого вопроса лишь очень кратко.

Волго-Уральская нефтеносная область, по Н. И. Толстихину и др., в гидрогеологическом отношении представляет Волго-Камский артезианский бассейн, граничащий на западе с Московским, а на севере с Северодвинским бассейнами. Его восточной границей является Уральская гидрогеологическая складчатая область, а на юге он сливается с Прикаспийским и Сурско-Хоперским артезианскими бассейнами. Бассейн дренируется глубокой долиной реки Волги и ее притоками — реками Камой, Белой и другими. Кристаллический фундамент Волго-Камского артезианского бассейна имеет асимметричное строение ложа с общим понижением на восток, юго-восток и юг, т. е. в сторону впадин. Наивысшие отметки фундамента на западе в районе к с.-з. от Горького и на Токмовском выступе.

В сложном строении Волго-Уральской области В. Д. Наливкиным и другими выделяется ряд положительных структур первого порядка, — это своды Токмовский (наиболее приподнятый), Татарский, Башкирский и Жигулевско-Пугачевский. Своды разделяются внутриплатформенными впадинами: Верхне-Камской, Мелекесской и Ульяновско-Саратовской. Юго-восточный склон платформы, занимающий юго-восточную часть Волго-Уральской области, переходит в Прикаспийскую впадину. Глубокая Предуральская впадина отделяет Волго-Уральскую область от Уральской горноскладчатой области, что имеет весьма существенное значение для нефтеносности первой.

Наиболее крупными дизъюнктивными дислокациями изученной территории являются Жигулевская, Кинельские и Саратовские. Геологический разрез района представлен карбонатными и подчиненными им терригенными породами. Чередование в разрезе этих пород, имеющих различные коллекторские свойства, создало условия различной водонасыщенности и водообильности в зависимости от их трещиноватости, пористости, кавернозности и проницаемости. Основные залежи промышленной нефти в девоне и карбоне приурочены к терригенным породам или залегающим непосредственно под ними карбонатным породам. В пермских отложениях нефть приурочена к известнякам и доломитам.

Из распределения нефти в палеозойском комплексе пород напрашивается вывод, что терригенные, песчано-глинистые пачки, как бы зажатые между карбонатными породами, являясь основными коллекторами нефти, в то же время служат и водонефтеупорами, поскольку в верхней их части, как правило, имеются глинистые отложения. Огромную роль в определении гидрогеологических особенностей территории играет имеющая региональное распространение в разрезе гипсово-ангидритовая толща кунгура, являющаяся надежным водоупором для нижележащих горизонтов. Она разделяет палеозойские отложения на два водоносных комплекса — докунгурский и послекунгурский [А. И. Силин-Бекчурин, 1949]. На участках, где гипсово-ангидритовая толща отсутствует, воды обоих водоносных комплексов соединяются в единый комплекс.

Другим водоупорным горизонтом в перми является гидрохимическая пачка казанского яруса, имеющая распространение на юге территории. Указанные толщи обеспечивают хорошую закрытость недр, а поэтому в районах их распространения мы имеем высокое залегание минерализованных хлоркальциевых вод. Мощная толща кыновских глин и вышележащих глинистых известняков обеспечивает региональное распространение нефтяных залежей в нижележащих толщах девона.

Н. К. Игнатович [1948] отмечает, что при изучении роли гидрогеологических условий, определяющих формирование и сохранение залежей, важно учитывать местоположение оцениваемого района в отношении основных зон опреснения. Это очень важно и при определении перспективности района по гидрогеологическим показателям. Одна из таких зон опреснения находится на востоке, в районах, прилегающих к Каратаускому выступу, вторая — на западе и северо-западе. Она охватывает районы Токмовского свода, Горьковского выступа и, по мнению Е. М. Люткевича [1954], уходит далее к Котельничскому выступу. Все значение этой зоны опреснения выявилось только тогда, когда к северо-западу от города Горького на р. Узоле (левый приток р. Волги) был обнаружен выступ кристаллического фундамента, на котором, будучи отделены мощной конгломератобрекчией, залегают юрские отложения.

По мнению Е. М. Люткевича [1954], этот криж существовал в течение всего нижнего палеозоя, испытывая некоторое погружение в девоне; ни в карбоне, ни в перми он не покрывался морем и, более того, в конце перми и нижнем триасе еще приподнялся. И только в юрское время произошло погружение крижа, образование конгломератобрекчии и мощных толщ преимущественно терригенных осадков. Это обстоятельство еще более усиливало влияние Фенноскандинавского щита, представляющего собой сушу, по-видимому, во все времена геологической истории и обусловившего основное направление движения подземных вод на платформе в целом с северо-запада на юго-восток, вплоть до образования Урала.

Таким образом, в течение длительной геологической истории на северо-западе, помимо отдаленной области питания, для горизонтов палеозойского комплекса существовала и более близкая область, которая обеспечивала промывание толщ и создавала неблагоприятные условия для сохранения нефтяных залежей. Это обстоятельство, а также сравнительно неглубокое залегание девона и карбона и недостаточная закрытость разреза в настоящем в пределах Токмовского свода создали неблагоприятные условия нефтеносности прилегающих районов Горьковской, Ульяновской, Пензенской и северо-западных районов Саратовской областей.

Ю. А. Притула [1957], оценивая перспективы нефтеносности Волго-Уральской области, очень большое значение придает роли подземных вод. Он разделяет указанную область на две половины — северо-западную, неперспективную, и юго-восточную, перспективную. Эти части территории в карбоне разделяются зоной тяжелых нефтей, в которой утяжеление нефти происходит в направлении от юго-восточных богато нефтеносных районов к северо-западным, где имеются лишь редкие нефтепроявления. Считая, что подземный поток имеет направление с северо-запада на юго-восток, и принимая во внимание гидрохимические закономерности района, Ю. А. Притула пишет: «Все это позволяет считать, что фронт интенсивно затронутых процессами разрушения нефтяных залежей, отделяющий юго-восточную и северо-западную половину Волго-Уральской области, создан в связи с разрушительным воздействием подземных вод на нефтяные залежи». Это он относит и к залежам в девоне.

7 В. А. Кротова.

Анализируя данные, приведенные выше, а также материалы по сульфатности вод, о которых мы скажем далее, мы считаем, что Ю. А. Притула дал совершенно правильную оценку гидрогеологическим факторам при прогнозе нефтеносности Волго-Уральской области.

Влияние восточной зоны опреснения охватывает меньшие площади и наиболее неблагоприятное значение имеет для перми и карбона, хотя этими процессами захвачен и девон. По-видимому, это оказало свое действие, обеднив залежи в девоне и утяжелив нефти.

Исключая указанные территории, вся остальная часть Волго-Уральской области, с точки зрения общих гидрогеологических условий, является благоприятной для девона и нижнего карбона. Для среднего карбона и нижней перми условия менее благоприятны как в силу их менее глубокого залегания, так и в связи с ухудшением закрытости структур. В частности неблагоприятны они в районах сводов — Татарского, Башкирского, Жигулевско-Пугачевского, где почти повсеместно отсутствует гипсово-ангидритовая толща кунгура, и некоторые участки являются местными областями питания, выраженными в рельефе. Поэтому некоторые площади оказались в неблагоприятных условиях гидрогеологической закрытости, о чем свидетельствует и увеличение мощности зоны сульфатных вод. Это не относится к району Жигулевской дислокации, являющейся областью разгрузки и сложных гидрогеологических взаимоотношений между горизонтами.

Оценивая поисковое значение гидрогеологической закрытости недр Урало-Поволжья, можно сказать, что она значительно улучшается для всех горизонтов палеозоя по мере приближения к впадинам, особенно к Прикаспийской, так как здесь получают широкое развитие галогенные толщи перми, погружающейся на значительные глубины. В связи с этим нам здесь хочется остановиться на гидрогеологической закрытости вообще. Степень гидрогеологической закрытости недр, определяющей во многом и динамику, и химизм вод того или иного района, является одним из очень важных моментов при оценке перспектив нефтеносности. Нужно различать общую гидрогеологическую закрытость недр и закрытость локальных структур. Если вторая обусловлена наличием отдельных местных водонефтеупоров, необходимых для образования залежи в ловушке, то первая во многом определяет возможность сохранности ее во времени.

Общая гидрогеологическая закрытость недр определяется распространением на территории региональных водонефтеупорных покрышек, имеющих и значительные мощности. Такой толщей в Волго-Уральской нефтеносной области и является гипсово-ангидритовая толща кунгура. При огромной площади распространения она имеет мощности порядка до 200—400 м и более. Однако не безразлично и то, на какой глубине эта толща залегает в разрезе нефтеносного района. Гипсово-ангидритовые толщи, залегающие неглубоко, не могут считаться надежными водоупорами в силу своей высокой растворимости и способности к карстообразованию и разрушению. Так, в районах Пермского Прикамья в этой толще очень широко развит карст, дающий огромные пещеры (г. Кунгур).

Во многих местах имеются гипсовые воронки, просадки и прочие формы, облегчающие сообщение недр с поверхностью и т. д. В местах же погружения этих толщ на глубину нескольких сотен метров они приобретают резко выраженные водоупорные свойства. Эти последние, как отмечает М. А. Гатальский [1954], обусловлены монолитным сложением и свойством гипсов заполнять трещины, образовавшиеся ниже уровня подземных вод, и закрывать их. Это подтверждается тем, что после пере-

сечения указанной толщи резко увеличивается напор подземных вод, появляются мощные выбросы газа и фонтанирование воды, а также происходят скачки минерализации в сторону ее увеличения и смена типа вод на хлоркальциевый. Примером этого может быть ряд мест: Советск, Вожгалы, Ижевск, Краснокамск, Мензелинский район, район Кинельских дислокаций и др. По устному сообщению Э. Я. Славина, аналогичные явления наблюдаются и в Ферганских нефтяных месторождениях после пересечения гипсов Гознау (датский ярус). Близкое к этому положение мы имеем в Тимано-Печорской провинции и др.

Мы уже отмечали, что в пределах Волго-Уральской области наличие указанных толщ контролирует распространение нефтей и газов в пермских и каменноугольных отложениях. Так, на Татарском своде, где эта толща отсутствует или сильно разрушена и имеет спорадическое распространение, при наличии большого количества нефтепроявлений в пермских отложениях нет промышленных залежей нефти. Залежи нефти в среднем карбоне (Шугурово, Байтуган и др.) переживают стадию активного разрушения. Об этом свидетельствуют высокие удельные веса нефти, их осерненность, обедненность легкими фракциями и пр. Эти залежи быстро и интенсивно обводняются. Большую мощность здесь имеет зона сульфатно-натриевых вод, с которой и ассоциируются нефти, а хлоркальциевые воды залегают на глубине 600—700 м и более.

По мере движения на юг в зону Кинельских дислокаций, где в разрезе перми появляется гипсово-ангидритовая толща, а еще выше гидрохимическая пачка казанского яруса, в первом случае появляются залежи нефти, во втором — залежи газов, а воды приобретают на глубине 300—500 м высокую минерализацию и хлоркальциевый тип¹. Отсутствие гипсово-ангидритовой толщи кунгура в разрезе южной части Жигулевского свода и в зоне Саратовских дислокаций во многом предопределяет малую перспективность верхней части разреза этих районов. Здесь гидрогеологическая закрытость недр невелика, имеющиеся в разрезе покровы слабо препятствуют восхождению вод с глубины и попаданию в структуры вод из зоны свободного водообмена. Если бы было иначе, то мы не имели бы асфальтитов в юре. Раскрытость структур в Саратовском Поволжье особенно хорошо выражена в наиболее приподнятом Тепловско-Ириновском поднятии. Здесь она ощущается не только в среднем, но и в нижнем карбоне и даже в девоне как по водам, так и по нефтям.

Таким образом, на севере Саратовской области, помимо неблагоприятных палеогидрогеологических и современных общих гидрогеологических условий, о которых мы говорили выше, прибавляются еще малоблагоприятные для сохранения залежей нефти условия гидрогеологической закрытости, что и объясняет бесперспективность этих районов в смысле нефтеносности. Подходя к оценке Саратовского Поволжья с позиций гидрогеологической закрытости структур, можно полагать, что наиболее перспективными должны быть юго-восточные районы, где недра хорошо закрыты в связи с распространением в разрезе галогенных толщ. В этом направлении должно пойти развитие геологоразведочных работ на нефть и газ в дальнейшем.

Все изложенное свидетельствует о том, что обнаружение в разрезе того или иного района на определенной глубине (> 200 — 300 м) галоген-

¹ В районах к югу от Шкапово, где галогенные породы нижней перми становятся гораздо более мощными, имеются обильные нефтепроявления промышленного значения.

ных толщ типа гипсово-ангидритовой толщи кунгура, обеспечивающих надежную гидрогеологическую закрытость недр и являющихся покрышками для залежей нефти и газа, должно быть отнесено к весьма важным косвенным гидрогеологическим показателям возможной перспективности района. Однако, оценивая гидрохимические пачки в разрезе как водопорные, нужно заметить, что они все же не являются абсолютно непроницаемыми и могут считаться в основном региональными водоупорами, создающими препятствия для движения флюидов; но сами по себе они могут быть разбиты системой трещин и содержать пустоты, в которые проникает нефть или газ, давая нефтепроявления или скопления флюида. Об этом свидетельствует значительное количество битумопроявлений в гидрохимических пачках нижней перми, не получивших возможности свободного проникновения в вышележащие слои.

По данным исследований, проведенных в Восточной Сибири Иркутской экспедицией ВНИГРИ, соли нижнего кембрия также разбиты сложной системой трещин, в связи с чем они могут иметь скопления нефти и газа, что фактически наблюдалось в Осе, где была обнаружена нефть в доломитовой пачке в соли.

Мы уже отмечали в первой главе нашей работы, что понятие о гидрогеологической закрытости структур было введено Н. К. Игнатовичем, однако Н. К. Игнатович не дал выражения этого понятия в числовых величинах, базируясь в основном на геологических показателях. М. А. Гатальский [1954] первый сделал попытку конкретизировать этот вопрос, введя понятие о коэффициенте гидрогеологической закрытости структур. Последний представляет собою величину, полученную в результате деления минерализации воды в $мг/л$ на глубину залегания опробуемого водоносного горизонта в метрах. При этом М. А. Гатальский поясняет, что понятие о коэффициенте гидрогеологической закрытости может быть введено только для структур, залегающих на глубине и заключающих минерализованные воды и рассолы, так как в открытых и интенсивно промываемых структурах, заключающих пресные воды, оно теряет смысл.

В районах, где осуществляется вертикальный дренаж подземных вод, указанный коэффициент помогает обнаружению гидрохимических аномалий. Коэффициент закрытости М. А. Гатальского, помимо автора, был рассчитан для Волго-Уральской области Б. И. Лерман, нами и другими гидрогеологами, для Ферганы — Х. А. Равикович.

Нами [1956] было предложено определять степень гидрогеологической закрытости недр по бромному показателю, выражающемуся величиной, полученной при делении содержания брома в $мг/л$, умноженного на 100, на глубину залегания водоносного горизонта в метрах. Мы исходим из факта установленной закономерности возрастания концентрации брома с глубиной по мере увеличения метаморфизованности вод. На основании анализа всего материала и расчета указанных величин мы установили соответствующие показатели закрытости для девона, карбона и перми. Этот метод широко используется нами для обнаружения гидрохимических аномалий [1956, 1957], имеющих поисковое значение. Надо сказать, что в этом отношении он имеет некоторые преимущества перед методом М. А. Гатальского, поскольку помогает выяснить относительную глубину подтока глубинных вод, внедренных в данный горизонт.

При рассмотрении гидрогеологических показателей нефтеносности изучаемой территории необходимо остановиться на оценке поискового значения местных зон разгрузки подземных вод палеозоя. Местными

областями разгрузки являются глубокие трещины, разломы и другие нарушения земной коры.

Как показано в работах М. А. Гатальского, А. И. Силина-Бекчурина и др., зонами разгрузки являются также крупные водные артерии типа Волги и Камы с их глубокими древними врезами долин, являющихся ослабленными зонами, поскольку они заполнены мощными рыхлыми отложениями.

Мы рассматриваем три типа разгрузки: 1) когда воды по нарушениям поднимаются до поверхности и разгружаются на ней в виде минеральных источников; 2) когда они, поднявшись до зоны свободного водообмена, разгружаются в ней, образуя купола соленых вод; 3) когда воды одного горизонта поднимаются по трещинам и другим путям миграции вверх и, встретив на пути препятствия (закрывшиеся трещины, наличие глинистых пород, гипсов и т. д.), разгружаются в другом горизонте, обеспечивая, таким образом, внутреннюю разгрузку. Зоны разгрузки первого и второго типа, выводящие глубинные воды на поверхность или близко к ней, сами по себе не могут явиться перспективными, но в прилегающих к ним структурах мы обнаруживаем нефтяные месторождения, как это видно на примере Самарской Луки. М. А. Гатальский [1954] справедливо отмечает, что движение вод к области разгрузки обеспечивает и движение в этом направлении углеводородов, которые, встречая на пути движения ловушки, могут формироваться в залежь.

Отсюда вывод: при поисках нефти на новых территориях нужно очень внимательно относиться к районам, прилегающим к зонам разгрузки указанных типов.

Еще выше в этом отношении роль зон внутренней разгрузки, как это видно на примере района Кинельских дислокаций. Здесь верхняя часть разреза закрыта галогенными толщами, в которых «залечиваются» трещины, развитые под ними. Поэтому флюид, поступающий по указанным путям миграции из нижележащих толщ карбона, а возможно и девона к подошве гипсово-ангидритовой толщи, не получив возможности дальнейшего продвижения вверх по разрезу, меняет вертикальное движение на горизонтальное, заполняя прилегающие структуры. Если вместе с водой (одновременно или разновременно) движется нефть, то она может сформироваться в залежи. В таких зонах внутренней разгрузки мы фиксируем гидрохимические аномалии, т. е. на общем фоне вод, развитых в данном горизонте, воды более глубинного облика, резко отличающиеся от вод фона как по общему соотношению солей, так и по микрокомпонентам, в частности по бромю. Это хорошо подтверждается табл. 6.

Как видно из таблицы, при близком значении минерализации аномальные воды нижней перми по всем показателям своего состава стоят гораздо ближе к водам девона, чем к фоновым водам перми, несмотря на то, что воды первого залегают на глубинах в 4—5 раз больших. Наличие сравнительно легких для перми нефтей в Жуковке и Пилюгино еще раз подтверждает справедливость сказанного выше.

Конечно, в зоне Кинельских дислокаций возможно образование залежей в перми и за счет миграции нефти из Прикаспийской впадины по подошве гипсово-ангидритовой толщи, но нам представляется бесспорно доказанной и вертикальная внутренняя миграция по трещинам и разломам.

Таким образом, обнаружение глубинных гидрохимических аномалий, образовавшихся в результате внутренней миграции и разгрузки, должно расцениваться как положительный гидрогеологический показатель нефтеносности.

Таблица 6

	Нижняя пермь				Девон	
	Воды фона		Воды аномальные		Воды фона	
	Новые ключи, 450 м	Мухано- во, 440 м	Пилюги- но, 570 м	Жуковка, 650 м	Пилюги- но, 280 м	Красная Поляна, 2600 м
$\Sigma \text{мг-экв}/100 \text{ г}$	821	806	800	909	839	810
$\%, \text{мг-экв} \left\{ \begin{array}{l} \text{Ca} \\ \text{Mg} \\ \text{Na} \end{array} \right.$	3	2	14	20	17	25
	1	2	7	7	5	3
	46	46	29	23	28	22
$\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$	0,92	0,94	0,58	0,46	0,55	0,42
$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$	1278	1481	213	132	111	89
$\frac{\text{SO}_4 \cdot 100}{\text{Cl}}$	0,6	0,9	0,3	0,1	0,1	0,1
Br, мг/л	134	113	782	1482	1592	1920

Указанные глубинные аномалии могут быть легко обнаруживаемы еще на стадии крелиусного бурения. В частности следует отметить большую аномалию по водам в районе низовьев реки Белой. Анализируя материалы «Татнефтеразведки» по водам, полученным там при крелиусном бурении, мы обратили внимание, что облик этих вод резко отличается от вод перми окружающей территории и вообще вод перми Волго-Уральской области, имеющих в составе большое содержание хлоридов Na, а не Ca. Эти воды показали не только высокую минерализацию, но и значительную метаморфизацию, соответствующую водам карбона. Эта аномалия хорошо фиксируется не только по минерализации, но также по отношению $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ и $\frac{\text{SO}_4 \cdot 100}{\text{Cl}}$, как это видно на фиг. 15. Как известно, на площади этой аномалии¹, фиксируемой по водам нижней перми, открыт ряд месторождений нефти в нижнем карбоне: на Вятской, Арланской и Дюртюлинской площадях. По данным треста «Башвостокнефтеразведка», нефтепроявления на Арланской площади имели место также в нижней перми и среднем карбоне. В последнем случае во время остановок в бурении нефть переливалась вместе с водой. По данным А. К. Каримова, нефти P₁ и C₂ в Арлане более легкие, чем в C₁, и в них несколько меньше серы (2,29—2,59% вместо 2,95—3,28%).

На Дюртюлинской площади, по данным треста «Башзападнефтеразведка», нефтепроявления наблюдались почти по всему разрезу, начиная от артинского яруса и кончая турнейским. В артинских и каширских отложениях была констатирована жидкая газированная нефть. Из приведенных данных следует практический вывод о том, что уже на стадии крелиусного бурения нужно тщательно анализировать материал по водам с целью выяснения гидрохимических аномалий, являющихся несомненно очень важным косвенным показателем нефтеносности пород нижележащего разреза.

¹ Нами она была обнаружена при составлении гидрохимических карт еще до открытия месторождения.

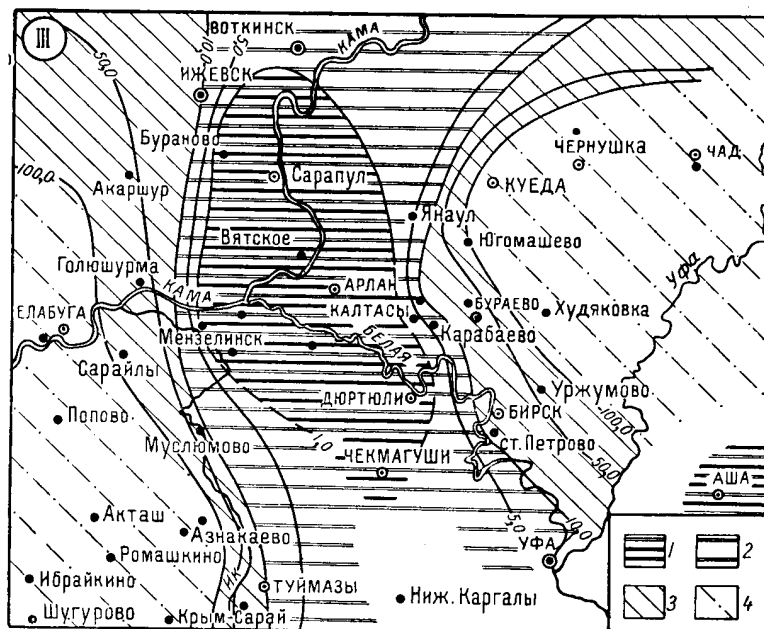
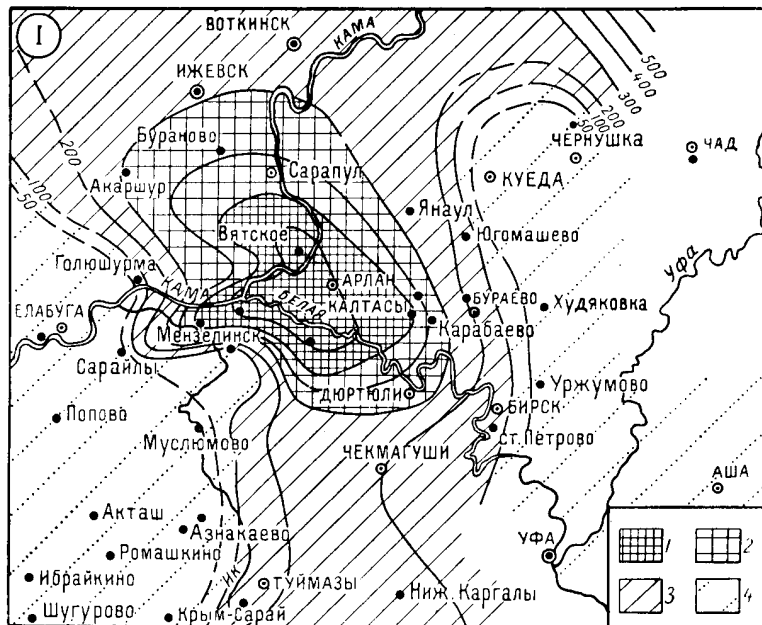
Перейдем к рассмотрению гидрохимических показателей нефтеносности изучаемой территории, которые во многом подтверждают выводы, сделанные нами на основании общих гидрогеологических условий и степени закрытости недр. Принимая во внимание выявленные закономерности изменения химического состава вод, о котором мы говорили в предыдущем разделе, мы увидим, что по мере перехода от перми к девону гидрохимическая обстановка существования залежей нефти улучшается, и наиболее благоприятные условия для сохранения залежей нефти мы имеем в девоне. Это и подтверждается наличием в нем широко распространенных промышленных залежей нефти наиболее высокого качества. Однако гидрохимические показатели нефтеносности девона на территории в целом весьма неодинаковы. В соответствии с распространением указанных зон опреснения хлоркальциевые рассолы имеют довольно четкую зональность, выражающуюся в закономерном изменении минерализации и химического состава вод в направлении от северо-западных районов к юго-восточным [В. А. Кротова, 1956, 1957]. В этом направлении, т. е. в сторону Предуральской и Прикаспийской впадин, увеличивается минерализация вод и их метаморфизация, уменьшаются величины отношений $\frac{Na}{Cl}$, $\frac{Cl}{Br}$, $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$, воды обогащаются бромом.

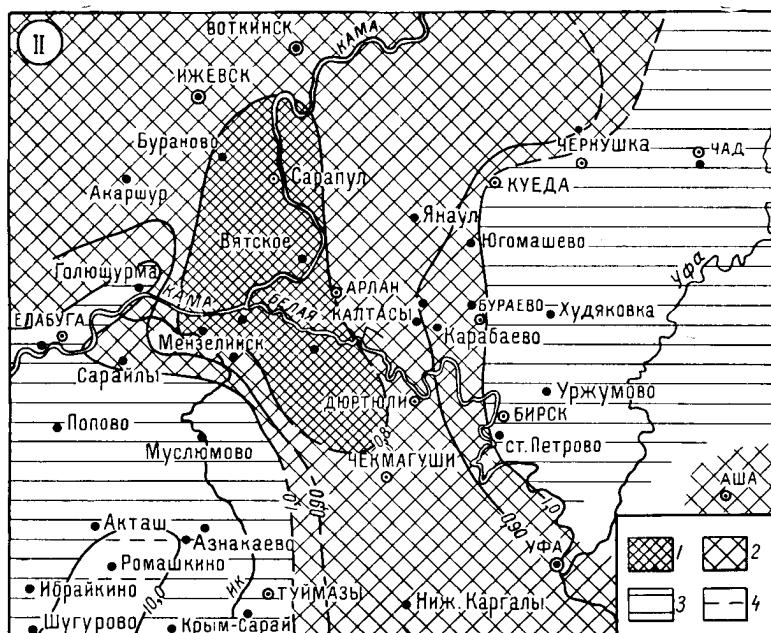
Карты, построенные в изолиниях и опубликованные нами ранее, по всем указанным отношениям показывают примерно одинаковую направленность этих изолиний. Здесь нам хочется несколько подробнее остановиться на карте сульфатности, на которой наиболее хорошо отличаются нефтеносные районы от ненефтеносных в пределах Волго-Уральской области. Рассмотрение этой карты (фиг. 16) показывает ярко проявляющееся влияние описанной выше зоны опреснения, расположенной на западе, северо-западе и севере, выражающееся в закономерном увеличении коэффициента сульфатности вод по направлению к этим зонам от юго-восточной половины территории.

В районах распространения основных нефтяных месторождений в девоне (Татария, Башкирия, Куйбышевская область) коэффициент сульфатности вод имеет величины менее 0,05. В этом отношении также резко отличается южная часть Саратовской области от северной, перспективной. К последней тяготеет Жигулевско-Пугачевский свод.

Весьма интересным является район распространения вод повышенной сульфатности, местами с величиной коэффициента сульфатности более 0,1. Распространение этих вод языком юго-восточного направления вклинивается в область практически бессульфатных вод и продолжается почти до верховьев р. Б. Кинели. Характерно, что к этой зоне приурочены месторождения в основном тяжелых и высокосернистых нефтей девона (Радаевка, Султангулово, Заглядино и др.) или структуры, не содержащие промышленных нефтей. Этот вопрос требует специального изучения и объяснения, однако можно сделать уже некоторые предположения на основании беглого анализа материала.

Во-первых, можно полагать, что влияние Горьковского погребенного кряжа в этой полосе распространилось в силу каких-то геолого-исторических причин значительно дальше, чем на прилегающих к ней территориях. Возможно, здесь как-то сказалось влияние выделенной В. М. Познером эрозионно-тектонической Камско-Кинельской впадины, через которую происходило в свое время смешение вод зоны свободного водообмена и глубинных вод, разгружающихся в ней. Во всяком случае хочется думать, что причина этого заключается в палеогидрогеологических,





Фиг. 15. Гидрохимические аномалии нижней перми в низовье р. Белой.

I. Аномалия по минерализации в мг-экв на 100 г

1) > 500; 2) 500—300; 3) 300—100; 4) < 100.

II. Аномалия по отношению $\frac{Na}{Cl}$

1) < 0,80; 2) 0,80—1,0; 3) 1,0—10,0; 4) > 10,0.

III. Аномалия по коэффициенту сульфатности, $\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$

1) < 1,0; 2) 1,0—10,0; 3) 10,0—100; 4) > 100.

а не современных гидрогеологических условиях, поскольку речь идет о больших глубинах и достаточно хорошо закрытых недрах. Конечно нельзя целиком исключать какое-то влияние и современных процессов. Возможно, что по линии указанной полосы рассолов повышенной сульфатности имеет место медленный подземный сток, идущий к глубоким впадинам. Пока ничего нельзя сказать о продолжении этой полосы на юг¹.

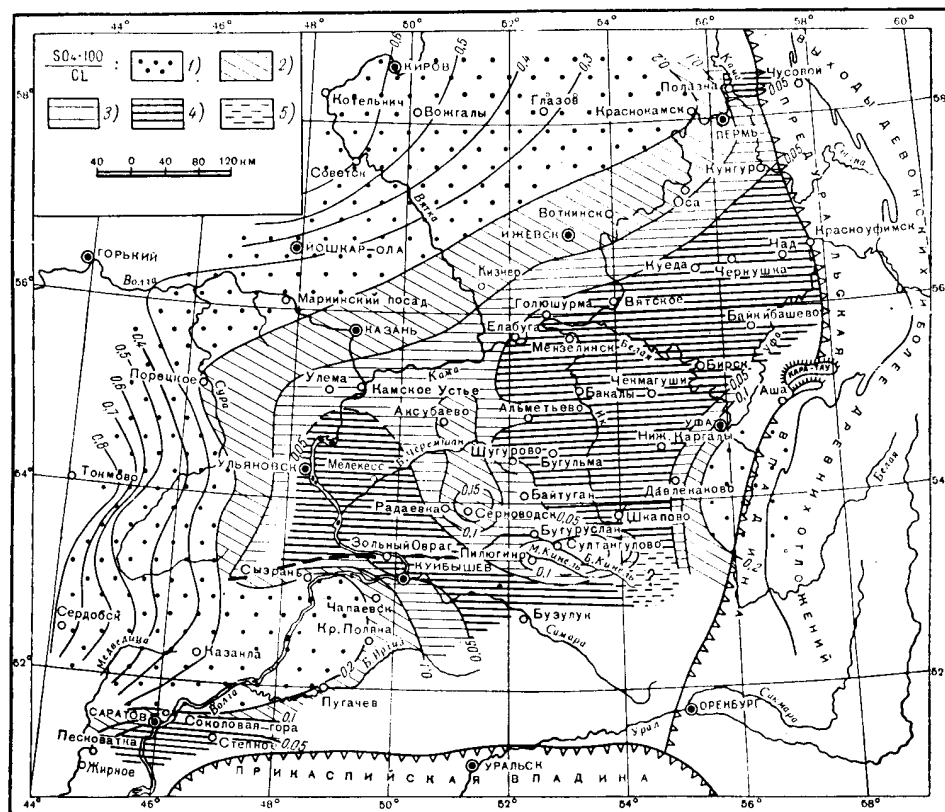
Таким образом, анализируя карту сульфатности вод девона, мы можем назвать ее картой оценки перспектив нефтеносности, ибо она весьма хорошо отражает выясненную к настоящему времени глубоким бурением перспективность девона Волго-Уральской области. С этой точки зрения сульфатность вод для указанной территории выступает одним из достаточно надежных косвенных гидрохимических показателей нефтеносности.

Менее четко, хотя все же достаточно убедительно, этот показатель выступает при оценке нефтеносности нижнего карбона. Здесь воды основных месторождений карбона (Самарская Лука, Муханово, Краснокамск, группа Саратовских месторождений) характеризуются также величинами коэффициентов сульфатности менее 0,05, но имеются месторождения, где этот коэффициент более 0,05 и даже до 0,5 (фиг. 17). Последнее наблю-

¹ Позднее на продолжении указанной полосы на ю.-в. (Федоровское поднятие) в пашийских отложениях (гл. 2951 м) была обнаружена гудронистая нефть.

дается в Байтугане. Район бессульфатных вод ($< 0,05$) оконтуривается на юге Пермской области — к северу от Чернушки и востоку от Осы. Этот район слабо разведан бурением, но, несомненно, заслуживает самого пристального внимания.

На карте сульфатности вод нижнего карбона уже более ярко выступает влияние не только западной, но и восточной зоны опреснения, а также раскрытых структур юго-западной части Татарского свода и северной части Саратовской области. В среднем карбоне почти не встречается значений коэффициента сульфатности в водах меньше 0,1, за исключением нескольких точек (Зольный Овраг, Жирное).



Фиг. 16. Карта сульфатности вод терригенной толщи верхнего девона, 1958.

$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$: 1) $> 0,2$; 2) $0,2-0,1$; 3) $0,1-0,05$; 4) $< 0,05$; 5) $< 0,05$ предположительно.

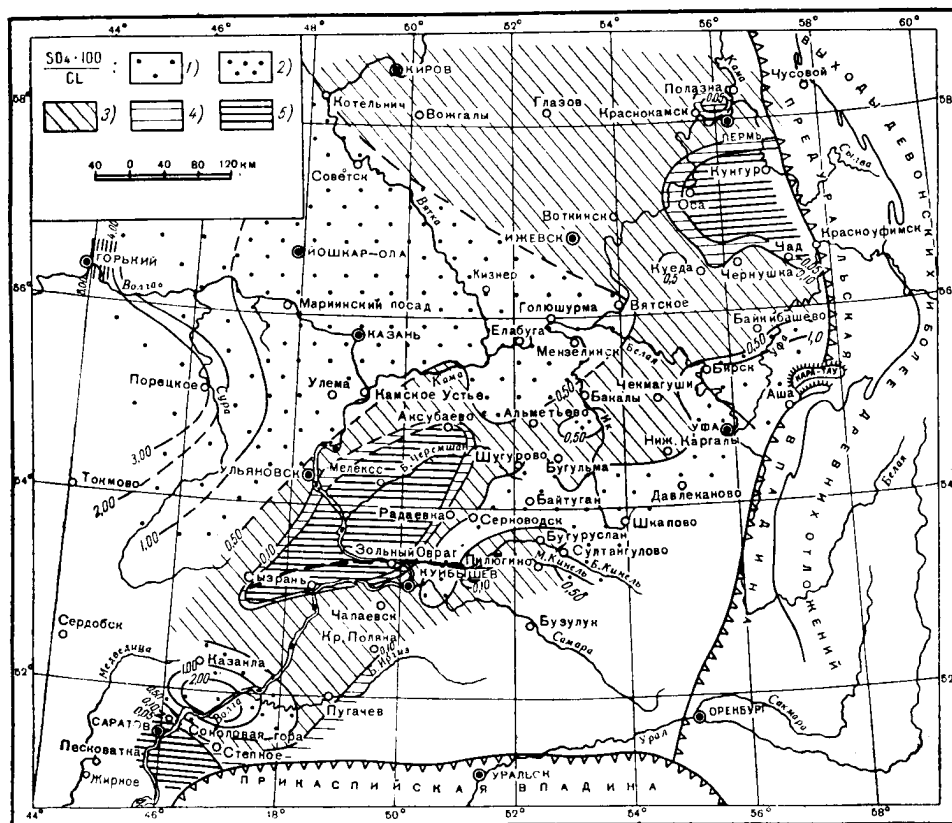
Общая сульфатность вод здесь значительно выше, чем в девоне и нижнем карбоне (фиг. 18). Воды с коэффициентом сульфатности менее 0,5 наиболее широкое развитие имеют в северо-восточной части территории, где, как известно, целый ряд структур Пермского Прикамья содержит залежи промышленной нефти (Краснокамск, Полазна, Чернушка и др.), а также на юге в Саратовском Поволжье и зоне Жигулевских дислокаций.

В среднем карбоне уже очень рельефно оконтуриваются зоны опреснения, которые хорошо выражены как по минерализации и по типам вод

[В. А. Кротова, 1956, 1957], так и по сульфатности. Башкирский и Татарский своды в среднем карбоне заключают воды сульфатнонатриевого типа, сильно сульфатные.

Таким образом, и по среднему карбону поисковое значение коэффициента сульфатности вод должно быть оценено высоко.

В нижней перми сульфатность вод нефтяных месторождений обычно выше, чем в карбоне, но на общем фоне вод относительно сульфатных (0,5—1,0 и выше) имеются и слабосульфатные. Так, например, в ряде структур зоны Кинельских дислокаций залежи нефти ассоциируются

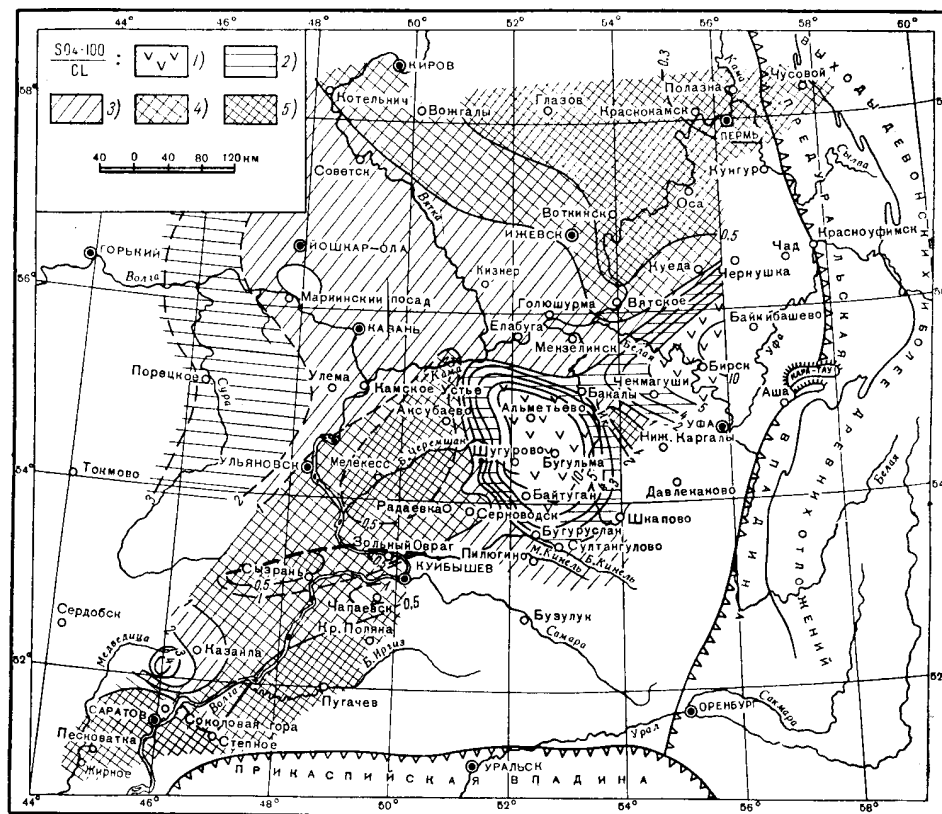


Фиг. 17. Карта сульфатности вод терригенной толщи нижнего карбона, 1958.

$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$: 1) > 1; 2) 1—0,5; 3) 0,5—0,1; 4) 0,1—0,05; 5) < 0,05.

с водами, имеющими коэффициент сульфатности 0,1—0,2 (Жуковка, Пилугино, Яблоня и др.). Указанные воды, связаны с гидрохимической аномалией. На карте сульфатности (фиг. 19) воды с пониженной сульфатностью расположены как бы пятнами на общем фоне высокосульфатных вод. Это воды зоны Кинельских дислокаций, восточной части Самарской Луки, бассейна реки Камы на отрезке впадения реки Белой, Чусовских Городков и других мест. В основном это районы распространения нефтяных месторождений. Карта сульфатности вод нижней перми очень хорошо отражает гидрогеологическую раскрытость недр и основные зоны опреснения как краевые, так и внутренние.

Мы считаем, что из всех косвенных гидрохимических показателей при оценке нефтеносности территории Волго-Уральской области в целом коэффициент сульфатности выступает как наиболее надежный критерий, указывающий на присутствие или отсутствие нефтяных залежей. Однако нужно учитывать, что для каждого данного комплекса пород (D_3 , C_1 , C_2 , P_1) величина коэффициента сульфатности, характеризующая благоприятные условия нефтеносности, будет иная, а именно: для девона



Фиг. 18. Карта сульфатности вод нижней части среднего карбона, 1958.

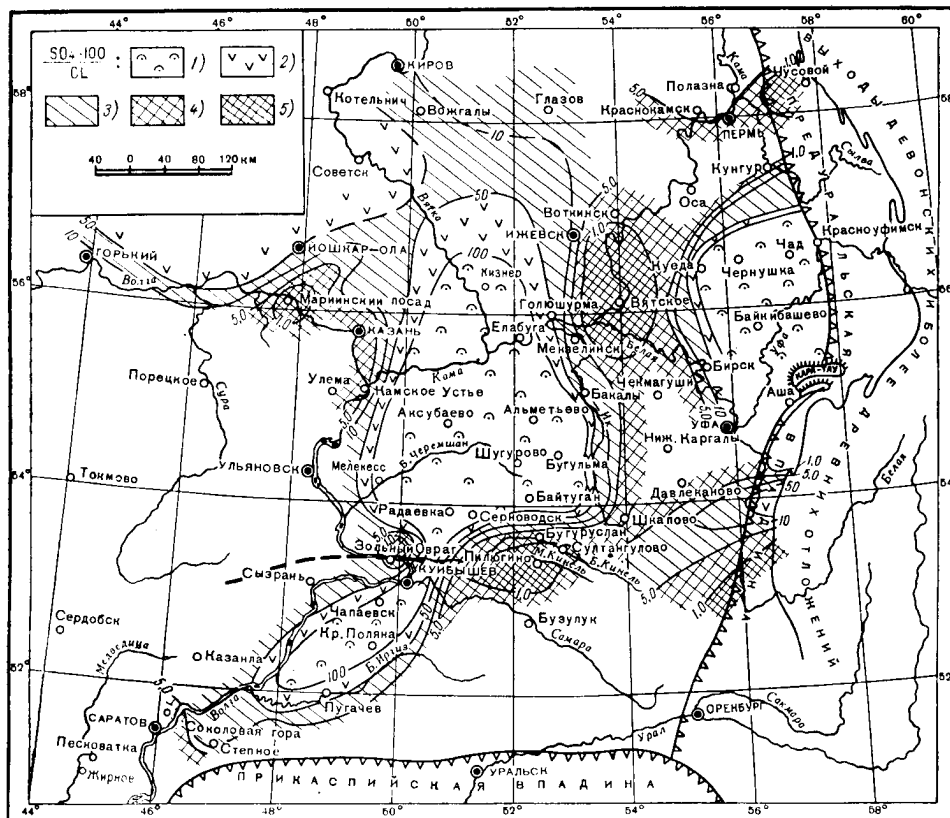
$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$: 1) > 5 ; 2) $5-2$; 3) $2-1$; 4) $1-0,5$; 5) $< 0,5$.

она менее 0,05, чаще 0,01—0,02; для нижнего карбона 0,05—0,2, а иногда несколько меньше или больше; для среднего карбона менее 0,5, для перми менее 1,0.

Дело в том, что уменьшение сульфатности, как уже было указано выше, происходит не только в связи с процессами десульфирования в районах нефтяных залежей, в присутствии бактерий, но и в связи с процессами метаморфизации вод и в соответствии с законом растворимости солей и выпадения их в осадок.

Н. Д. Шустеф [1954] на основании своих опытов пришел к выводу, что содержание в водах сульфатов в районах нефтяных месторождений уменьшается в связи с тем, что смолы обладают способностью эти суль-

фаты извлекать из воды и адсорбировать. По его данным, сульфатов всегда в несколько раз больше в воде, выделенной из нефти, чем в чистой воде. Он указывает, что нефть извлекает соли из воды тем больше, чем менее соль растворима. На основании своих исследований по изучению сульфатов в водах девона Н. Д. Шустеф приходит к выводу, что если в воде разведочной площади $SO_4 < 0,1$ мг-экв/100 г, то площадь может быть оценена как перспективная, если больше 0,1, то — бесперспективная, причем, если при содержании $SO_4 < 0,1$ мг-экв/100 г нефти не окажется



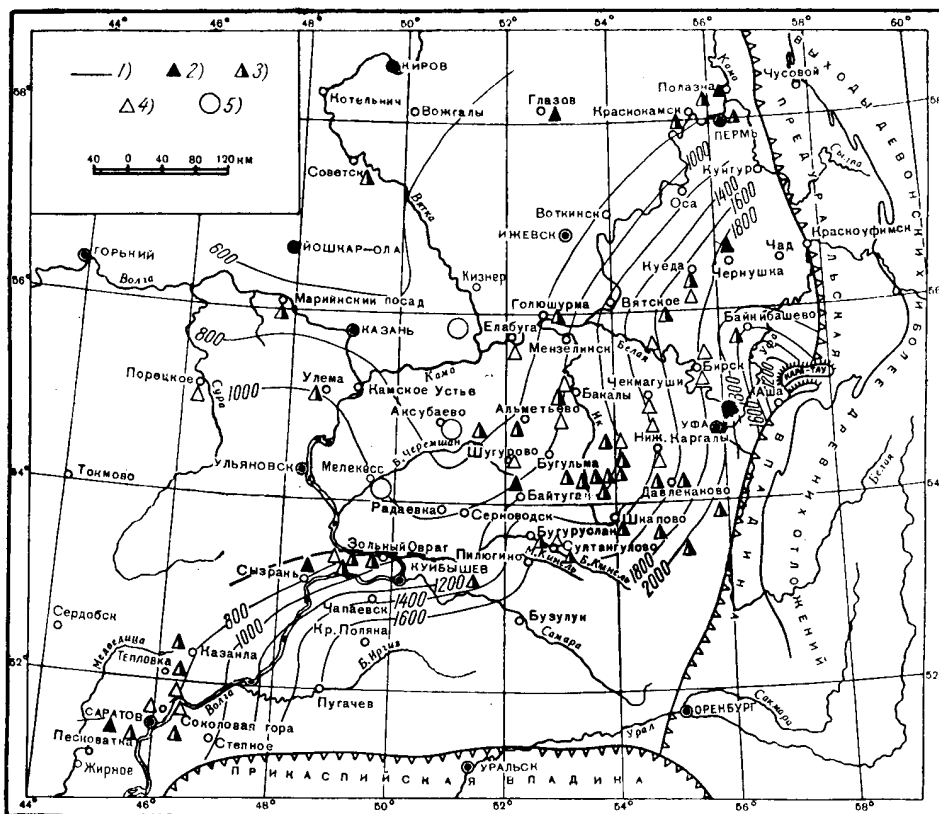
Фиг. 19. Карта сульфатности вод нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений, 1958.

$$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl} : 1) > 100; 2) 100-50; 3) 50-5; 4) 5-1; 5) < 1.$$

на данной площади, то она может быть вблизи где-то в более повышенных частях пласта, куда она мигрировала. Автор прав, считая, что для окончательного суждения о нефтеносности разведочных площадей нужно изучать сульфаты не только вод, но и самих пород, так как при повышенной их загниваемости вода залежи может оказаться с повышенной сульфатностью. Возможно такой пример мы и имеем в Балтаево, где количество сульфатов в водах достигает 1,4—1,6 мг-экв/100 г и коэффициент сульфатности повышается до 0,40—0,50.

Оценивая поисковое значение содержания в подземных водах Волго-Уральской области брома, можно сказать только то, что в девоне его коли-

чество возрастает с северо-запада на юго-восток, иными словами — в сторону впадин (фиг. 20), по мере увеличения глубины и метаморфизации вод, что не имеет прямой связи с нефтеносностью. Обычно здесь в водах нефтяных месторождений девона брома содержится более 1000 мг/л (до 1500 мг/л и выше). В водах карбона наиболее высокие концентрации брома отмечаются в Пермском Прикамье, где они достигают 600—700 мг/л и более, тогда как обычно — 400—500. Другим участком с вы-



Фиг. 20. Распространение брома и йода в водах девона, мг/л.

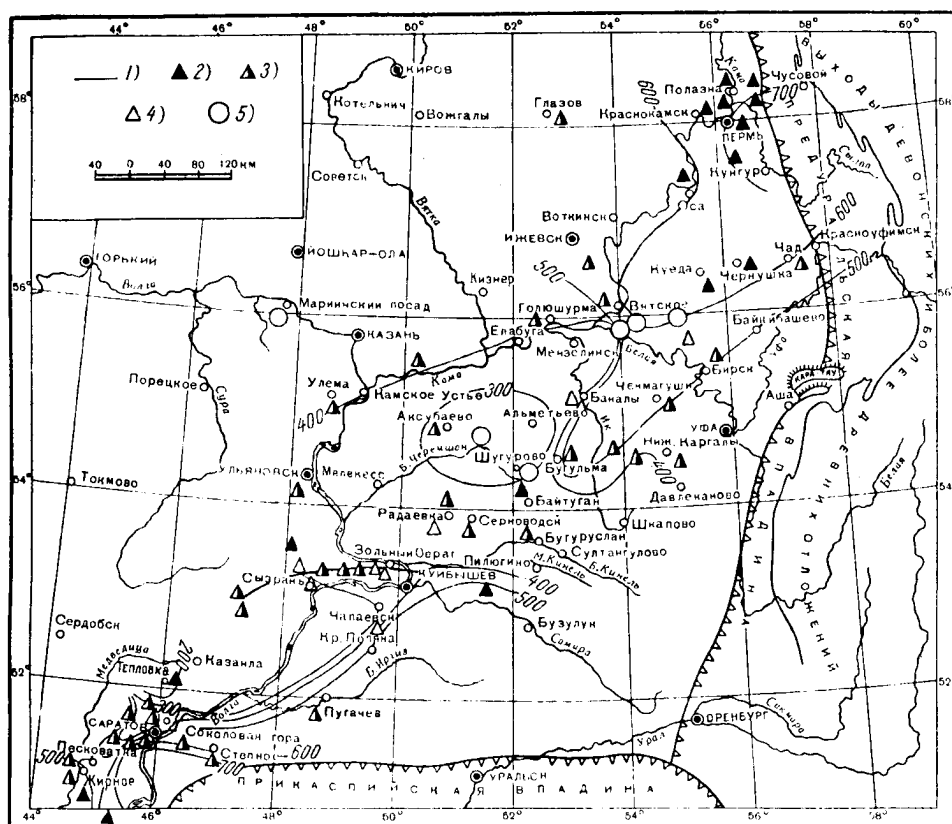
1) изолинии содержания брома в водах. Содержание йода: 2) > 10; 3) 10—5; 4) < 5; 5) йод отсутствует.

соким содержанием брома в водах является зона нефтяных месторождений Саратовского Поволжья (> 600 мг/л). В более высоких горизонтах палеозоя воды содержат уже меньше брома, и в перми его количество не превышает обычно 100—300 мг/л, хотя на участках с предполагаемой глубокой миграцией вод из нижележащих горизонтов (гидрохимические аномалии) или из прогиба брома много.

Таким образом, обнаружение необычно высоких содержаний брома в верхних частях разреза палеозоя может считаться благоприятным показателем нефтеносности, поскольку фиксирует наличие аномалий или высокую закрытость структур. В более же глубоких горизонтах палеозоя

большое содержание в водах брома обычно отражает лишь высокую метаморфизацию вод.

Оценка йода как поискового показателя на нефть в Волго-Уральской области может быть положительной, поскольку он присутствует в водах большинства залежей, однако не является исключительным случай его присутствия в водах тех районов, где нет залежей нефти, как это имеет место в Глазове, Марпосаде, Улеме, Советске и др. И, наоборот, в целом ряде заведомо нефтеносных районов йод в водах отсутствует или его очень мало.



Фиг. 21. Распространение брома и йода в водах карбона, мг/л.

1) изолинии содержания брома в водах. Содержание йода: 2) >10 ; 3) $10-5$; 4) <5 ; 5) йод отсутствует.

Обычно содержание йода в водах нефтяных месторождений изучаемых территорий $5-10$ мг/л, иногда меньше или больше.

Наиболее высокие концентрации йода в водах девона (> 10 мг/л) зафиксированы в Полазне, Сызрани, Байтугане, Чернушке и других местах. Обеднены йодом воды структур, не содержащих крупных промышленных скоплений нефти (Чекмагуши, Каргалы, Старо-Петрово и другие пункты Башкирии (см. фиг. 20). В водах карбона наиболее высокие концентрации йода в Пермском Прикамье, где много и брома, причем, как правило, йода более 10 мг/л в водах почти всех структур (фиг. 21).

Это еще раз подчеркивает правильность изложенного выше вывода о возможной высокой перспективности района, еще не разбуренного и находящегося к северу от Чернушки, к югу от Лобаново и к востоку от Осы.

Значительно содержание йода и в водах карбона Саратовских структур. При сравнении фиг. 20 и фиг. 21 мы видим, что повышенные концентрации йода в водах карбона распространены шире, чем в водах девона. Как видно из табл. 7, весьма большое содержание йода в водах среднего карбона Пермского Прикамья. Средние данные йода по водам ряда структур (Краснокамск, Полазна, Лобаново, Чернушка, Бураново и др.) имеют здесь пределы колебания от 10,5 до 21,2 мг/л. Максимальные концентрации йода обнаружены в водах некоторых пермских нефтеносных структур, таких, как Чусовские Городки, Ишимбай и др.

Содержание в водах бора колеблется в широких пределах. По имеющимся данным трудно оценить поисковое значение бора для Волго-Уральской области, так как закономерности в его распределении нам не удалось подметить.

Большой поисковый интерес для нашего района представляет аммоний. Он содержится почти во всех водах нефтеносных структур, в которых производилось это определение. Обычно содержание его в водах 100—200 мг/л, иногда больше или меньше.

Как видно из приведенной таблицы, наиболее высокие содержания аммония фиксируются в нефтяных водах карбона Пермского Прикамья и Туймазов (200 мг/л) и в водах девона таких месторождений, как Ромашкино (231 мг/л), Бавлы (258 мг/л), Туймазы (179 мг/л) и др. Обеднены аммонием воды девона в Глазове, Орьбаше, Куеде, Байкибашеве, Старо-Петрове и других структурах. На основании имеющихся данных, отрывочных и неполных, все же намечается в первом приближении связь между высоким содержанием аммония и наличием промышленных скоплений нефти, хотя имеются месторождения, где эта закономерность нарушается (Куеда, Шкапово и др.).

Как мы уже отмечали ранее, сероводород в нефтяных месторождениях Волго-Уральской области широко распространен в водах перми и карбона, тогда как в девоне он в большинстве случаев отсутствует, и это естественно, так как процессы десульфирования в последнем в основном закончены.

Наибольшее количество H_2S фиксировано в водах пермских отложений Краснокамского района (иногда до 500—1000 мг/л) в Ишимбаевской группе месторождений (до 650 мг/л и более), в месторождениях зоны Кинельских дислокаций и др. Интересно отметить, что мощная зона сероводородных вод фиксируется на северном погружении Башкирского свода. Здесь, в Чернушенском районе летом 1959 г. нами были отобраны пробы воды из филипповских доломитов нижней перми (Чернушка, скв. 2-Н) при переливе с глубины более 200 м и из среднего карбона (Павловка, скв. 8) с глубины 885—918 м. В том и другом случае пробы отбирались с зарядкой на H_2S . При этом в воде нижней перми было обнаружено¹ до 315,8 мг/л, а в водах среднего карбона до 1092,1 мг/л сероводорода. В водах нижнего карбона сероводород фиксирован в Байтугане, Зольном Овраге, Сызрани, Покровке и других местах. В водах девона значительное количество H_2S фиксировано в Султангулово (242 мг/л), где, как мы упоминали выше, воды содержат повы-

¹ Анализ сделан в лаборатории ЦНИЛ г. Перми (зав. лабораторией Я. Г. Свердлов).

Таблица 7

Содержание микрокомпонентов в подземных водах различных горизонтов
Волго-Уральской области (усредненные данные)

Структура	Возраст гори- зонта	Содержание, мг/л			
		Br	J	NH ₄	H ₂ S
Ишимбай	P ₁	179	22,0	41,0	625,0
Кинзебулатово	»	232	26,0	36,0	694,0
Муханово	»	110	2,6	—	251,0
Колганы	»	3690	16,5	—	60,4
Сорочинск	»	280	—	—	252,0
Жуковка	»	1473	12,2	—	—
Пилюгино	»	728	18,0	—	145,0
Туймазы	»	27	5,6	20,0	165,0
Вятское	»	448	13,7	278,0	—
Краснокамск	»	41	4,5	—	405,0
Чусовские Городки	»	1735	90,0	—	—
Чернушка	»	157	4,7	16,4	—
Краснокамск	C ₂	764	14,6	—	—
Полазна	»	1107	16,4	—	—
Лобаново	»	1406	21,2	403,0	—
Кусда	»	176	11,0	129,5	—
Бураново	»	519	16,8	161,5	—
Чернушка	»	356	10,5	113,4	—
Марпосад	»	352	16,8	0,0	—
Байтуган	»	33	2,0	—	150,0
Балаково	»	153	1,8	—	—
Пугачев	»	256	4,7	—	—
Елшанка	»	226	4,1	—	—
Песчаный Умет	»	112	5,2	17,8	—
Соколова Гора	»	223	3,6	—	—
Якушкино	»	320	5,2	—	—
Полазна	C ₁ ^{2h}	662	11,7	132,0	—
Лобаново	»	713	9,8	155,0	103,0
Шалашная	»	677	12,5	179,0	—
Ярино	»	617	12,0	129,2	—
Чернушка	»	647	11,2	263,0	—
Бураново	»	546	9,1	—	—
Орьебаш ¹	»	530	5,0	125,0	—
Арлан ¹	»	370	—	163,0	—
Бакалы ¹	»	370	3,0	110,0	—
Чекмагуши	»	497	6,0	142,0	—
Туймазы ¹	»	480	7,0	200,0	—
Копейкубоно ¹	»	380	5,0	150,0	—
Байтуган	»	327	17,0	—	130,0
Радаевка	»	316	5,1	13,0	—
Муханово	»	518	9,1	—	0,0
Зольный Овраг	»	312	4,7	151,0	184,0
Сызрань	»	268	3,9	91,0	217,5
Покровка	»	290	4,2	154,0	72,0
Марпосад	»	450	0,0	есть	—
Улема	»	489	5,0	нет	—
Елшанка	»	430	9,3	—	0,11
Песчаный Умет	»	403	10,5	—	—
Краснокамск	D ₃	715	9,9	—	—
Полазна	»	727	12,0	—	—
Лобаново	»	772	8,4	—	—
Глазов	»	634	11,4	77,3	—
Чернушка	»	1370	11,0	—	—
Орьебаш	»	1483	7,0	75,0	—
Кусда	»	1500	10,6	57,2	—

¹ Среднее по Б. В. Озолину.

8 В. А. Кротова.

Продолжение табл. 7

Структура	Возраст гори- зонта	Содержание, мг/л			
		Br	J	NH ₄	H ₂ S
Байкибашево	D ₃	1886	7,0	22,0	—
Старо-Петрово	»	1800	0,0	64,0	—
Черкаскы	»	2020	27,0	—	—
Языково	»	1600	2,0	110,0	—
Кирово	»	1622	5,0	134,0	—
Бакалы	»	992	4,0	145,0	—
Туймазы	»	1105	5,2	189,0	—
Ромашкино	»	1038	6,4	231,0	—
Бавлы	»	1071	6,2	258,0	—
Шкапово	»	1180	5,6	88,0	—
Красноярка	»	1590	9,0	—	—
Султангулово	»	949	2,5	136,0	242,0
Тарханы	»	1066	5,5	—	—
Стерлибашево (скв. 15)	»	1470	8,9	76,3	—
Муханово	»	1771	9,2	—	—
Зольный Овраг	»	600	5,0	—	—
Яблонов Овраг	»	598	4,9	—	115,0
Сызрань	»	677	13,2	—	—
Аксубаев	»	623	0,0	—	—
Мелекес	»	1266	0,0	—	—
Марпосад	»	739	5,9	—	—
Голышурма	»	705	5,2	63,0	—
Елшанка	»	778	4,6	—	—
Соколова Гора	»	783	6,7	—	—
Багаевка	»	722	8,1	—	—
Песчаный Умет	»	838	6,0	—	—
Шкапово	D ₂	1280	5,8	63,0	—
Константиновка	»	1212	6,0	140,0	—
Кебячево	»	984	10,0	—	—
Байтуган	»	963	10,9	—	—
Муханово	»	1758	8,7	—	—
Красная Поляна	»	1921	0,0	123,6	—
Елшанка	»	750	4,3	—	—
Соколова Гора	»	830	5,1	—	—
Гуселка	»	890	6,1	—	—
Степановка	»	827	3,5	—	0,9
Суровка	»	873	8,6	—	—
Культюба	D ₂ ^{tak}	720	6,0	32,5	—
Глазов	D ₁ ^{bavl}	713	8,3	—	—
Орьебаш	»	1280	8,0	60,0	—
Бавлы	»	1177	7,0	—	—
Байтуган	»	850	11,3	—	—
Боровка	»	802	10,8	—	—
Казанла	»	755	8,1	—	—

шенное количество сульфатов и нефти имеют высокий удельный вес. Из других месторождений девица H₂S имеется в водах Яблонового Оврага. Судя по имеющимся данным, наиболее активно процессы десульфирования в перми происходят в районах, прилегающих к Предуральскому прогибу и в самом прогибе, на севере в Краснокамском районе, на юге в районах группы нефтяных месторождений (Ишимбай, Кинзебулатово, Карлы и др.), а также в месторождениях зоны Кинельских дислокаций.

По характеру вод и содержащимся в них микрокомпонентам очень большой интерес представляет разведочный район Оренбургской

области в Колганах. Этот район расположен близко от южного борта Предуральской депрессии и недалеко от ее стыка с Прикаспийской впадиной. Отложения нижней перми здесь погружаются на большую глубину. По данным треста «Бугурусланнефть», скв. 1 кунгурский ярус пройден в интервале 728—1060 м. Он представляет собой чередование мощных толщ ангидрита и каменной соли, среди которой наблюдаются пачки карбонатных пород. Последние ангидритизированы и соленосны.

После перфорации на глубинах 923—940 м свабированием был получен приток пластовой воды, которая после восстановления уровня начала переливать. При этом она имела темный цвет и запах H_2S . Приведем один из анализов, заимствованных нами у А. Н. Козина:

	уд. вес	1,2335
	$\Sigma \text{ мг-экв}/100$	996,33
% экв.	Cl	49,43
	SO_4	0,42
	HCO_3	0,15
	Ca	1,68
	Mg	16,94
	Na+K	31,38
	Na	
	Cl	0,63
	Cl—Na	
	Mg	1,06
	$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$	0,82
	Cl	
	Br	57
мг/л	Br	3752
	J	18,2

Характерно, что вода при большой минерализации и низком $\frac{Cl}{Br}$ коэффициенте содержит небольшое количество Ca, который обычно накапливается в водах с таким содержанием брома. Второе место после Na в составе катионов занимает Mg.

Вода имеет запах H_2S . Воды такого облика и с таким содержанием брома в Волго-Уральской области встречены впервые.

При перфорации в интервале 891—896 м в скважине был перелив воды с запахом H_2S .

По данным А. Н. Козина, содержание в ней йода достигало 14,1—18 мг/л, H_2S до 30,8 мг/л, а по данным Б. В. Пудовкина, из воды выделяется газ, содержащий 77% азота, 20% кислорода, 2,6% углеводородов, 0,20% H_2S и 0,10% CO_2 .

При испытании интервала 790—828 м выделялся газ дебитом 1000 м³/сут., содержащий 84,90% азота, 14% углеводородов, 0,60% H_2S и 0,20 CO_2 .

Весьма интересно было бы определить в этой воде содержание гелия и происхождение азота.

Заметим, что к северо-западу от Колганов в кунгурских отложениях Сорочинской площади были встречены воды, сильно обогащенные магнием, причем отношение $\frac{Ca}{Mg}$ менее 0,1 при минерализации 886 мг-экв/100 г. Эти воды содержат 48 мг/л сероводорода. Из скв. 3 на глубине 1100—1105 м в сакмаро-артинских отложениях этой площади была полу-

чена нефть высокого качества, с большим содержанием бензиновых фракций. Нефть была встречена и в скв. 5 в кунгуре, в интервале 814—825 м, а выше — газ.

Этот район, очень сложный в тектоническом отношении (он находится вблизи сочленения двух краевых впадин), является новым и в гидрохимическом, представляя исключительный интерес для изучения вопроса о гидрохимических показателях нефтеносности и формирования нефтяных залежей.

Оценивая гидрохимические показатели нефтеносности Волго-Уральской области, нужно отметить, что нафтеновые кислоты не могут здесь явиться надежным критерием, так как часто отсутствуют в водах в силу состава и высокой метаморфизации вод, да и характера самих нефтей.

Поисковое значение растворенных в водах газов Волго-Уральской области, как мы уже отмечали, специально изучалось Е. Е. Беляковой [1956]. Ею положительно оценивается поисковое значение упругости газов и наличие в них тяжелых углеводородов. Но слабая изученность вопроса о характере растворенных газов в районах Волго-Уральской нефтеносной области не дает возможности проследить какие-либо закономерности для территории в целом, хотя они в схеме и намечаются. Так, по данным М. А. Гатальского, воды в северо-западных нефтеносных районах Русской платформы, в том числе северо-западных и северных районах Волго-Уральской области, содержат в основном азотные газы, находящиеся в растворенном состоянии. При этом по мере движения с северо-запада на юго-восток азотные газы постепенно обогащаются биогенным азотом и гелием, и упругость их увеличивается. Иногда появляются свободно выделяющиеся газы и газовые скопления (Вожгалы, Советск, Глазов и др.).

В Бураново и Сундыре в газах появляется некоторое количество метана (2,3%). В пределах нефтеносных районов Волго-Уральской области распространены уже газы метаново-азотные и азотно-метановые с большим количеством тяжелых углеводородов. Таким образом, сравнение газов, растворенных в водах северо-западной и юго-восточной половин территории Волго-Уральской области наглядно показывает различие этих районов по газовой составляющей.

Большой интерес представляют данные Н. А. Пьянкова по попутным газам Пермского Прикамья, приводимые нами в работе 1957 г. Н. А. Пьянков отмечает закономерное изменение состава и упругости газов в направлении от Предуральяского прогиба в глубь платформы. В этом направлении происходит увеличение азотной составляющей и уменьшение углеводородной. Приведем эти данные по нижнему карбону (табл. 8).

Таблица 8

Месторождение	Уд. вес	CO ₂ +H ₂ S	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ и выше
Углеуральск (Кизел)	—	0,23±0,0	3,87	54,4	41,5
Шалашная, скв. 2	1,071	1,2	16,6	32,4	49,8
Ярино, скв. 2	1,112	1,4	12,8	36,2	49,6
Лобаново, скв. 1	1,045	1,8	35,9	24,6	37,7
Полазна, скв. 16	1,132	1,2	32,6	20,9	45,3
Краснокамск	—	Нет	81,2	9,8	9,0

В более западных районах, в Удмуртии (Пычас) в нижнем карбоне имел место мощный газовый фонтан уже чистого азота. По данным того же автора, в направлении от прогиба к платформе возрастает обогащенность вод гелием.

Нам представляется, что широкое изучение газов как растворенных в водах, так и свободно выделяющихся, которое сильно отстало в Волго-Уральской области от изучения состава вод и только в последнее время начинает внедряться при изучении глубоких горизонтов вод, может дать очень ценный поисковый критерий для оценки перспектив нефтеносности этой территории и внести существенный вклад в изучение вопроса о критериях вообще.

В результате изложенного при оценке гидрогеологических критериев нефтеносности Волго-Уральской области в целом достаточно рельефно выделяются следующие моменты:

1) общие гидрогеологические условия, фактор закрытости, гидрохимические аномалии; 2) бессольфатность вод; 3) растворенные и свободно выделяющиеся газы; 4) намечается важное поисковое значение аммония.

При общей обогащенности вод йодом пока нельзя заметить существенной разницы между его содержанием в нефтеносных и ненефтеносных структурах. То же можно сказать о содержании бора.

Нафтеновые кислоты не могут на данной территории рассматриваться как надежный показатель нефтеносности, поскольку они имеют малое распространение в водах такого облика, хотя наличие их должно быть оценено положительно.

Наиболее надежным показателем при оценке перспективности структур III порядка в перспективно-нефтеносной части территории, по-видимому, выступает показатель упругости газов и содержание в них тяжелых углеводородов, а в составе вод — их сульфатность. Микрокомпоненты в этом случае не дают надежного критерия и требуют специального дальнейшего изучения в этом плане.

Сибирская платформа

Геологическая и гидрогеологическая изученность глубоких недр Сибири вообще и в частности Сибирской платформы еще очень недостаточна. Поэтому мы не можем представить себе ясно всю картину гидрогеологического строения этого интересного района, не говоря уже о том, чтобы дать правильную оценку перспектив нефтегазоносности, однако полученные в последние годы (в связи с поисково-разведочным бурением на нефть и газ) данные по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности ряда районов этой обширной территории позволяют уже теперь составить некоторое представление по указанному вопросу.

Основные результаты геолого-разведочных работ, проводимых в Якутии и Иркутской области, изложены в целом ряде опубликованных и неопубликованных работ, поэтому мы ограничим свою задачу лишь оценкой полученных гидрогеологических материалов по подземным водам и газам с поисковой точки зрения. Пользуемся мы в основном данными Н. Я. Тычино [1956, 1958] по Иркутскому амфитеатру и Е. В. Ильиной [1959] по Якутии. Помимо того нами используются некоторые сведения, приведенные в работах И. К. Зайцева [1956], в ряде наших статей [1955, 1957] и пр.

В первом разделе настоящей главы, сравнивая общие условия Русской и Сибирской платформ, мы указывали на некоторые особенности ги-

дрогелогии и гидрохимии этих двух регионов, связанные с различием их палеогидрогеологической истории и современной гидрогеологической обстановки.

Среди специфических факторов гидрогеологического строения Сибирской платформы следует отметить почти повсеместное развитие мощной мерзлой зоны, существенно затрудняющей связь вод с поверхностью.

К настоящему времени о возможной нефтеносности Сибирской платформы по гидрогеологическим показателям, а также об оценке самих этих показателей применительно к ее условиям в какой-то мере можно судить по двум районам:

а) югу платформы (Иркутский амфитеатр) в пределах юго-восточной части Ангаро-Ленского гидрогеологического бассейна [по И. К. Зайцеву, 1956],

б) востоку платформы в пределах Якутского артезианского бассейна.

Юг Сибирской платформы

Согласно предварительной схеме Ю. А. Притулы, в пределах юга Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) выделяются следующие основные тектонические единицы.

1. Кристаллическое обрамление Ангарской нижнепалеозойской впадины, сложенное архей-протерозойскими породами.

2. Бортовое кольцо, обрамляющее со всех сторон внутреннюю зону Ангарской впадины, в пределах которого кембрий обнажается на поверхности или перекрыт девонской, пермо-триасовой (тунгусской) или юрской толщами.

3. Внутренняя зона Ангарской нижнепалеозойской впадины, в пределах которой кембрий залегает под ордовиком.

4. На юго-востоке выделяется полоса, сложенная трехчленным байкальским комплексом (верхний протерозой или нижний кембрий).

В свою очередь в пределах внутренней зоны и бортового кольца Ю. А. Притула выделяет зону герцинских опусканий (тунгусская серия и траппы), охватывающую западную половину территории и область позднегерцинских и альпийских сводовых поднятий, имеющих распространение в юго-восточной половине амфитеатра. К юго-западной и южной полосе обрамления примыкает юрский прогиб. Разведываемые на нефть площади расположены в пределах области позднегерцинских и альпийских сводовых поднятий.

Характерной особенностью геологического строения Иркутского амфитеатра является преобладание в разрезе кембрийских и ордовичских толщ терригенных образований и карбонатных отложений мелководных фаций типа обширных усыхающих лагун. Об этом свидетельствует широкое распространение в этих толщах соленосных, гипсоносных и ангидритовых осадков. Наиболее соленосными являются нижнекембрийские отложения. Как отмечает И. К. Зайцев [1956], территория выделяемого в настоящее время Ангаро-Ленского бассейна в кембрийское время представляла «крупнейший в мире солеродный бассейн, оставивший после себя мощную толщу соленосных отложений». Среди ордовичских отложений широкое распространение имеют красноцветные породы, доломиты и иногда гипсы, однако они не представляют интереса для поисков нефти, а поэтому мы на них не останавливаемся, равно как и на рассмотрении более молодых отложений.

Благодаря наличию в разрезе кембрия мощной соленосной толщи (600—1000 м) создаются совершенно различные условия питания, цирку-

ляции и формирования химического состава вод в подсолённом и надсолённом комплексах. В этом отношении указанный район можно сравнивать в какой-то мере с Волго-Уральской областью.

По данным Н. Я. Тычино, в подсолённом комплексе распространены напорные трещинно-карстовые воды разнообразного химического состава, получающие питание в основном на местных возвышенностях и водораздельных пространствах. Водоносные горизонты надсолённого комплекса дренируются реками Леной и Ангарой. В ряде мест имеются выходы соленых вод, свидетельствующие о наличии нарушений, выводящих к поверхности воды более глубоких горизонтов. Такие источники имеются в Усолье, Усть-Куте, Тайшете, Жигалово и других местах.

Водоносные горизонты солёного и подсолённого комплекса пород, имеющие повсеместно высокую минерализацию и, как правило, высоко-метаморфизованные, получают питание в местах выхода их на поверхность в районах обрамления, на склонах Саянского и Прибайкальского хребтов и Енисейского кряжа. Однако в силу высокой закрытости недр, связанной с наличием галогенных толщ, и в силу причин тектонического характера влияние этих областей распространяется в основном на прилегающие к ним площади и, по-видимому, не распространяются в глубь впадины.

При рассмотрении гидрогеологических особенностей месторождений нефти Ферганской котловины и Северного Кавказа, мы видим, что в связи с выходами более древних пород в области питания создается инверсия гидрогеологического разреза, выражающаяся в уменьшении минерализации вод и даже смене их типов.

В Иркутском амфитеатре, где в окраинных зонах гидрогеологического бассейна имеется также обрамление и выходы на поверхность более древних толщ, влияние их на химический состав вод глубоких горизонтов выражено слабее. Оно заключается в некотором уменьшении минерализации и снижении метаморфизации вод. Правда, в районах, непосредственно прилегающих к этой области питания, их влияние очевидно.

Можно полагать, что влияние областей питания на внутреннюю зону Ангарской нижнепалеозойской впадины снижается рядом обстоятельств, среди которых нужно отметить региональное распространение солёной толщи, обеспечивающей ее закрытость, наличие сложных тектонических взаимоотношений между кембрийскими отложениями и более древними толщами в районе распространения байкальского комплекса и наличие в этом районе Байкальской впадины, обеспечивающей сток вод с Прибайкальских хребтов и тем самым ослабляющей сток с него в Ангаро-Ленский гидрогеологический бассейн.

Не исключена возможность, что уменьшение влияния области питания на юго-западе (Саянский хребет) связано с наличием юрского прогиба, принимающего с хребтов сток как поверхностный, так, частично, и подземный и направляющий последний в надсолённый комплекс. Во всяком случае в Иркутском амфитеатре обеспечиваются общие благоприятные гидрогеологические условия для сохранения нефтяных и газовых залежей во внутренней зоне Ангарской нижнепалеозойской впадины.

Разгрузка вод солёного и подсолённого комплексов пород в пределах территории осуществляется по тектоническим нарушениям и разломам, также по системе трещин, разбивающих эти толщи на отдельных участках. Указанные выше выходы соленых источников и подтверждают это.

Химический состав вод солёного и подсолённого комплексов пород характеризуется данными, приведенными в табл. 9.

Химические анализы воды нижнекембрийских

Структура	№ скв.	Интервал перфорации и глубина опро- бования, м	Индекс горизонта	Характер нефтегазо- проявления
Балыхтинская	1-Р	1125—1095	$Cm_1^{bel_1}$	Газ, нефть
»	4-Р	2801—2559	$Cm_1^{mt_1}$	Газ
»	4-Р	1871,5	Cm_1^{us}	Нефть
Осинская	1-Р	1668—1630	»	Газ, нефть
»	2-Р	1689—1682	»	Газ
»	4-Р	2429—2374	Cm_1^{ksh}	—
Парфеновская	3-Р	1818—1805	$Cm_1^{mt_3}$	Газ
»	1-Р	2426—2260	$Cm_1^{mt_1}$	»
Тыретская	6-Р	1691—1735	Cm_1^{us}	Газ, пл. нефти
»	5-Р	2125—2124	$Cm_1^{mt_1}$	» » »
»	4-Р	2180—2190	»	» » »
Кутуликская	1-Р	2145—2120	»	—
Еловская	1-Р бис	1695—1655	»	—
Б. Разводная	2-Р	1238	Cm_1^{us}	—
Половина	РС-4	654—630	$Cm_1^{bel_1}$	—
Боханская	4-Р	1625—1607	Cm_1^{us}	—
»	5-Р	1620—1595	Cm_1^{us}	—

Структура	№ скв.	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$	$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$
Балыхтинская	1-Р	0,99	5,00	1,42
»	4-Р	0,94	3,79	0,76
»	4-Р	—	—	—
Осинская	1-Р	0,06	6,73	0,02
»	2-Р	0,24	8,23	0,12
»	4-Р	0,19	18,19	0,10
Парфеновская	3-Р	0,12	4,63	0,02
»	1-Р	0,52	4,23	0,12
Тыретская	6-Р	0,38	9,24	0,02
»	5-Р	0,12	3,96	0,00
»	4-Р	0,21	4,64	0,04
Кутуликская	1-Р	0,36	4,44	0,06
Еловская	1-Р бис	0,34	3,43	0,30
Б. Разводная	2-Р	0,86	—	0,69
Половина	РС-4	0,92	2,57	1,06
Боханская	4-Р	0,99	—	0,44
»	5-Р	0,97	132,0	0,36

Таблица 9

отложений Приутского амфитеатра

Минерализация, г/л	Проценты эквивалентов							
	Cl	SO ₄	HCO ₃	Br	Ca	Mg	Na	K
103,5	48,00	0,68	1,3	0,02	2,38	0,10	47,50	0,02
277,5	49,59	0,38	0,03	—	2,20	0,72	46,86	0,22
—	—	—	—	—	—	—	—	—
505,3	49,65	0,01	0,08	0,26	40,02	7,00	0,09	2,89
291,2	49,48	0,06	0,15	0,31	33,27	4,57	11,64	0,52
300,1	49,63	0,05	—	0,32	37,82	2,23	9,37	0,58
433,3	49,69	0,01	0,14	0,16	34,01	9,41	6,09	0,49
307,2	49,49	0,06	0,01	0,44	18,55	5,83	24,81	0,81
518,2	49,38	0,01	0,08	0,53	40,12	5,14	1,89	2,85
384,0	49,40	—	—	0,60	32,11	10,89	6,20	0,80
368,2	49,42	0,02	—	0,56	30,59	8,45	10,20	0,76
345,3	49,50	0,03	0,01	0,46	24,20	7,07	18,14	0,59
236,2	49,35	0,15	0,01	0,49	18,67	7,99	21,87	1,47
60,0	49,47	0,34	0,19	—	5,62	1,86	42,52	
239,6	49,10	0,52	0,38	—	3,26	1,50	45,24	
319,2	49,47	0,22	0,31	—	0,91	—	49,09	
302,2	49,76	0,18	0,01	0,05	1,23	0,01	48,44	0,32

Продолжение табл. 9

Cl Br	Микрокомпоненты, мг/л				Кто произвел анализ
	Br	I	NH ₄	H ₂ S	
1138	53,0	Нет	Нет	1615,0	ВСНГ
2551	65,4	Нет	Нет	Есть	»
—	—	—	—	—	—
84	3784,8	0	0	2004,3	»
70	2569,6	1,5	0	Н. с.	»
70	2710,4	Нет	Н. с.	Н. с.	»
141	1979,0	Нет	Нет	340,0	»
50	3812,0	0,8	Нет	Н. о.	»
41	7865,0	1,6	3,0	34,0	»
37	6732,8	Нет	Н. о.	Н. о.	»
39	5955,0	5,08	Нет	Н. о.	ВНИГРИ
48	4532,0	1,7	Нет	Нет	ВСНГ
44	3354,0	Нет	Нет	Нет	»
6688	5,3	Нет	1,4	Нет	ВНИГРИ
365	381,0	Нет	Нет	17,0	»
2018	92,0	Нет	Не опр.	Нет	ВНИГРИ
995	373,5	Нет	2,0	Нет	ВСНГ

Из таблицы видно, что эти воды, имея высокую минерализацию, в большинстве случаев сильно метаморфизованы, бессолевые, содержат много брома. Содержание в них хлоридов кальция достигает иногда 80%.

Для них характерны низкие величины $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ и $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$.

Как мы уже указывали ранее [1955, 1957], воды такого облика в районах Восточной Сибири являются результатом длительно протекающих процессов концентрирования и метаморфизации в закрытых структурах, по-видимому, не раскрывавшихся сколько-нибудь ощутимо с момента отложения и захоронения соленосных толщ, т. е. со времени нижнего кембрия и до наших дней.

Раскрытие структуры нижнего кембрия тектоническими нарушениями и системой трещин, возникающих в те или иные периоды времени, по-видимому, не могло быть длительным при наличии в разрезе мощных соленосных толщ, которые способствовали закрытию этих трещин или их затуханию в мощных соленосных отложениях. Однако эти трещины и нарушения могли обеспечивать внутреннюю разгрузку подземных вод, поступающих из глубоких частей нижнекембрийской впадины и заполняющих все пустоты, трещины и другие коллекторы, развитые, как в локальных структурах, так и за их пределами. По-видимому, с такой внутренней разгрузкой или циркуляцией вод в условиях общей гидрогеологической закрытости недр и связано скопление нефти и газа в соленосной свите.

В результате проведенных к настоящему времени геологоразведочных работ и опробований разведочных на нефть скважин было доказано наличие в недрах Иркутского амфитеатра нефти и газа. Нефть была обнаружена при опробовании так называемого осинского горизонта в Осе и в бельской свите на Балыхте. В целом ряде скважин пленки нефти были обнаружены на Тыретской площади в осинском горизонте и в отложениях мотской свиты, сложенной терригенными породами, они были зафиксированы также в мотской свите в скв. 1 Кутулукской площади и других местах. Наконец, в мотских отложениях в скв. 1 на Парфеновской структуре (глубина 2426—2260 м) был получен фонтан горючего газа.

По данным А. И. Богомоллова и Г. М. Васильева [1956], осинская нефть является очень легкой (уд. вес 0,754), имеет метановый характер с очень малым содержанием ароматических углеводородов (2,8%) и практически не содержит смол. Количество легких погоней до 300° достигает 86,7%, т. е. значительно выше, чем в Волго-Уральской области. Указанные авторы считают осинскую нефть продуктом фильтрации, причем предполагают, что фильтрация совершается в условиях, максимально затрудняющих ее естественный процесс. Это вполне вяжется с геохимическими показателями вод, имеющими распространение в этой толще (глубокий метаморфизм вод).

Оценивая гидрохимические показатели нефтеносности недр Иркутского амфитеатра, можно отметить следующее. Общий солевой состав вод соленосной и подсоленосной толщ говорит об условиях, вполне благоприятных для сохранения залежей нефти. Воды имеют высокую минерализацию и метаморфизацию, бессолевые, содержат большое количество брома, некоторое количество йода, бора, NH_4 и других микрокомпонентов, обычно присутствующих в водах нефтяных месторождений, однако наиболее важными являются бессолевость и наличие в водах H_2S . Последнее особенно наглядно подтверждается присутствием H_2S почти всюду, где были встречены нефть или газ, причем наибольшее количество H_2S

фиксировано именно там, где нефть встречена в промышленных количествах.

В Осе в осинском горизонте, по данным треста «Востсибнефтегеология», обнаружено 2004 мг/л H_2S , в бельской толще Балыхты—1615 мг/л, в мотской толще Парфеновской структуры, где был получен газ, — 340 мг/л, в Тырети, где обнаружены пленки нефти — 34 мг/л, и т. д.

Как известно, В. А. Сулин [1946] высокое содержание в водах сероводорода и отсутствие или низкое содержание сульфатов рассматривал в качестве благоприятного показателя нефтеносности.

Наибольший интерес как поисковый показатель на нефть в Восточной Сибири представляет состав растворенных в водах газов. Приведем некоторые анализы таких газов Иркутского амфитеатра (табл. 10) по данным треста «Востсибнефтегеология» и по пробам, отобраным Н. Я. Тычино и сделанным в лаборатории ВНИГРИ (зав. лабораторией Н. И. Трещина). Для сравнения приведем также данные по растворенным газам вод нефтяных месторождений Волго-Уральской области [Е. Е. Белякова, 1956].

Из таблицы видно, что основной состав газов углеводородный, причем метана, как правило, 70—80%, тяжелых углеводородов от 1,07 до 38,2%, и наибольшее количество их связано с теми водами, которые ассоциируются с нефтью. Азота в составе газов от 3,7 до 16,9%. Газы вод усольской и мотской свит имеют высокую величину отношения $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$. Как было выяснено целым рядом исследователей (В. П. Савченко, М. С. Гуревич, Е. Е. Белякова и др.), повышенная гелиеносность подземных вод является одним из характерных моментов для зон газонефтенакопления.

Как ранее отмечалось по данным М. С. Гуревича [1948], величина отношения $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ отражает не только генетические, но и гидродинамические условия залегания вод. Высокое значение $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ характерно для подземных вод, находящихся в состоянии замедленного движения или полного застоя и при полном отсутствии поверхностного питания, что мы и имеем в условиях соленосного и подсоленосного комплексов в Ангара-Ленском бассейне.

Сравнивая растворенные газы подземных вод последнего с такими нефтяных месторождений Волго-Уральской области, мы видим, что они по общему составу ближе всего стоят к газам вод не девона, а нижнепермских отложений и лишь по отношению $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ они близки к растворенным в водах девона газам. Нужно заметить, что процентное содержание He в последних все же значительно выше, чем в газах вод нижнего кембрия юга Сибири.

Если учесть, что в Волго-Уральской нефтеносной области, в той части ее, где отсутствует нефть (северо-западная половина), растворенные в водах газы имеют в основном азотный состав и метаном они обогащаются постепенно лишь при приближении к юго-восточной нефтеносной половине области, тогда как в условиях юга Сибирской платформы углеводородные газы являются регионально распространенными, можно сделать вывод о весьма благоприятных условиях перспективности последней.

Из всего изложенного выше можно сделать следующие выводы по оценке гидрогеологических показателей нефтеносности Ангара-Ленского бассейна.

Состав растворенных в водах газов Иркутского

Структура	№ скв.	Индекс горизонта	Интервал перфорации и глубина опробования, м	Минерализация воды, г/л	Характер нефтегазопроявления
Балыхтинская	1-Р	Cm_1^{bel1}	1125—1095	103,5	Пл. нефти, газ
»	2-Р	»	1230—1209	47,9	Газ, нефть уд. вес 0,864
»	4-Р	Cm_1^{mt1}	2801—2559	277,5	—
»	4-Р	Cm_1^{us}	1871,5	—	Нефть, уд. вес 0,76 и газ
Осинская	1-Р	»	1630—1668	505,0	Газ, нефть уд. вес 0,76
»	2-Р	Cm_1^{us}	1689—1682	291,0	Газ
»	6-Р	Cm_1^{ush}	2425—2398	300,0	»
Тыретская	6-Р	Cm_1^{us}	1691—1735	518,0	Газ, пл. нефти
»	4-Р	Cm_1^{mt1}	2190—2195	358,0	» » »
Кутуликская	1-Р	»	2145—2120	345,0	Пл. нефти
Парфеновская	1-Р	»	2260—2426	307,0	Газ
Волго-Уральская об- ласть	—	$D_3^{паш}$	1730—1735	280,0	Нефть
То же	—	»	1649—1663	267,0	»
» »	—	C_1^h	1116—1119	219,0	»
» »	—	»	1219—1263	175,0	»
» »	—	P_1	578—583	297,0	»
» »	—	»	658—665	232,0	»
» »	—	»	678—682	313,0	»

1. Общие гидрогеологические условия могут быть оценены как весьма благоприятные для сохранения залежей нефти (хорошая закрытость недр, отсутствие активного влияния области питания на внутренние зоны бассейна, наличие внутренней разгрузки подземных вод и т. д.).

2. Гидрохимические показатели также являются вполне благоприятными как по общему солевому составу вод (высокая минерализация и метаморфизация, бессульфатность и др.), так и по составу микрокомпонентов (наличие большого количества брома, присутствие J, В, H₂S и др.). Наиболее надежным показателем выступает бессульфатность вод и наличие в водах H₂S.

3. Весьма благоприятным показателем нефтеносности выступает состав растворенных в водах газов, состоящих в основном из метана и тяжелых углеводородов при возрастании содержания последних в местах обнаружения скоплений нефти, наличия нефтепроявлений или газов.

4. В связи с тем, что нефть, имеющая метановый характер, ассоциируется с высокометаморфизованными хлоркальциевыми рассолами, нафтеновые кислоты в водах отсутствуют и не могут явиться в условиях Восточной Сибири поисковым показателем на нефть.

амфитеатра и Волго-Уральской области

Таблица 10

Состав газа в % по объему								
H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	Σ высп. угл.	N ₂ + редк.	Ar + Kr + Xe	He + Ne	He Ar
0	0,2	0,7	72,9	21,2	5,0	0,041	0,047	1,01
0	0	1,8	68,7	12,6	16,9	0,153	0,028	0,18
0	0,3	0,8	76,7	18,5	3,7	0,033	0,118	3,57
0	0,0	0,93	85,73	11,91	2,12	Н. о.	Н. о.	—
0	3,8—5,8	0	42,8—58,4	25,1—38,2	12,7—13,2	Н. о.	Н. о.	—
0	0	0	81,5	13,44	4,03	Н. о.	Н. о.	—
0	0,8	0,4	88,1	3,8	6,9	0,042	0,312	7,43
0	0	0	74,13	10,31	15,56	Н. о.	Н. о.	—
0	0	0	87,58	1,07	11,35	Н. о.	Н. о.	—
0	0	0	82,65	3,07	14,28	Н. о.	Н. о.	—
0	0	0	84,0	5,6	10,4	0,028	0,3247	8,82
0	0,4	0	46,2	4,9	48,5	0,083	0,800	9,60
0	0,2	0	49,0	1,7	49,0	0,128	0,986	7,70
1,6		0	39,3	22,2	36,9	0,018	0,054	3,00
0,7		0	31,7	18,9	45,1	0,160	0,052	0,30
0,1	0,1	0	73,8	22,3	3,7	0,036	0,012	0,30
0,2	0,0	0	64,5	30,2	4,7	0,017	0,006	0,40
0,0	0,0	0	72,8	9,6	17,6	0,234	0,086	0,40

Восток Сибирской платформы

Согласно существующему гидрогеологическому районированию (Н. И. Толстихин, И. К. Зайцев и др.), всю восточную половину Сибирской платформы занимает Якутский артезианский бассейн. Последний ограничен с востока Верхоянским хребтом, с юга — Алданским кристаллическим щитом, на западе и юго-западе он граничит с Тунгусским и охарактеризованным выше Ангара-Ленским бассейном. На северо-западе его граница проходит по Приленскому тектоническому валу, а на севере он сливается с Хатангским артезианским бассейном.

Якутский бассейн представляет собою огромную впадину, основными тектоническими элементами которой являются Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза.

Впадина выполнена слабодислоцированными породами мезозойского и палеозойского возраста, залегающими на неровной поверхности кристаллического фундамента.

По данным Вилюйской и Намской опорных скважин, мощность мезозойских отложений превышает 3000 м.

Таким образом, по геологическому строению Якутский артезианский бассейн существенно отличается от Ангара-Ленского. В отличие от последнего здесь значительно большая мощность мерзлой зоны. Максимальная мощность мерзлоты (582 м) зафиксирована в разрезе Вилюйской

опорной скважины, расположенной в центре Вилюйской синеклизы, однако на общем фоне распространения мощной многолетней мерзлоты имеются места, где она отсутствует (талики). Установлено, что мощный талик существует под руслом р. Лены. В разрезе палеозойских отложений преобладают терригенные и карбонатные осадки мелководных фаций, среди которых широкое распространение имеют соленосные, гипсоносные и доломитовые породы. Как и в пределах Ангара-Ленского бассейна, наиболее богаты соленосными осадками породы нижнего кембрия. Более высокие горизонты палеозоя (девон, карбон) сложены красноцветными породами с прослоями гипса.

Разрез мезозойских отложений представлен терригенными осадками, среди которых отсутствуют карбонатные, красноцветные и соленосные породы. В приподнятых частях Якутского бассейна выходят на юге допалеозойские и палеозойские отложения, на западе — нижнепалеозойские, на востоке — пермские и триасовые.

Исходя из общего орографического строения поверхности востока Сибирской платформы, можно полагать, что областями питания Якутского бассейна являются Алданский массив и Верхоянский хребет как наиболее высокие участки его обрамления. Однако вопрос об областях питания и разгрузки к настоящему времени не изучен в связи с недостаточным количеством сведений о статических уровнях.

Исследователи, занимающиеся изучением этого района (Н. И. Толстихин, В. М. Максимов, Е. В. Ильина и другие), отмечая затрудненные условия питания для глубоких подмерзлотных водоносных горизонтов, связанные с наличием мерзлой зоны, указывают на возможные пути питания их через многочисленные талики, имеющие место на северном склоне Алданского щита.

По данным Е. В. Ильиной, гидростатический напор вод юрских горизонтов в Вилюйской и Намской опорных скважинах превышает 1500 м, но наиболее высокое гипсометрическое положение статического уровня не превышает абсолютной отметки 125 м (Вилюйск) и — 43,7 м (Намцы)¹.

Область разгрузки подземных вод бассейна, как полагает Е. В. Ильина, находится в устье р. Лены, т. е. в море Лаптевых. Надо думать, что впадина Ледовитого океана с его прибрежными морями является общей зоной стока вод для Сибирской платформы в целом.

Все же по аналогии с другими бассейнами можно считать, что в Якутском бассейне происходит разгрузка одного горизонта в другой по системам тектонических разломов и трещин, которые имеются, по-видимому, во всех напорных артезианских бассейнах.

Места развития таликов в русле р. Лены являются своеобразными окнами, через которые происходит водообмен между под- и надмерзлотными водами, причем здесь, в зависимости от геолого-тектонических и гидродинамических условий, может иметь место и питание нижних горизонтов водами верхних и разгрузка вод нижних горизонтов в верхние.

Геолого-разведочные работы на нефть и газ в пределах Восточно-Сибирской платформы сосредоточены на северном склоне Алданского щита, где пробурены две опорные скважины — Нижне-Амгинская и Наманнинская и ряд разведочных скважин на нефтеразведочных площадях: Толбинской, Верхне-Амгинской, Олекминской, Русско-Реченской и дру-

¹ Наблюдаемые уровни (не приведенные).

гих. В районе устья Вилюя скважины пробурены на Китчанской, Сангарской и Тас-Тумусской площадях.

В результате геолого-разведочных работ в Якутии было установлено значительное количество нефтегазопоявлений и даже открыт промышленный газ. Так, на Тас-Тумусской площади ударил мощный фонтан из нижнеюрских отложений с глубины более 2000 м.

Газопоявления отмечены в двух Китчанских скважинах, в Намской (к северу от Якутска) и Бахынайской (на реке Лене, в северной части бассейна) опорных скважинах и в соленых источниках Кемпендяйского района (южная часть бассейна). Эти газы содержат незначительное количество тяжелых углеводородов (0,5—0,6%), но в газе Тас-Тумусской скважины, давшей конденсат, содержится до 3,4% тяжелых углеводородов.

По данным Е. М. Люткевича и др. [1959], в кембрийских отложениях (толбинская свита) на северном склоне Алданского щита был получен приток нефти с дебитом до 110 л/сут, на Ченкямской площади, на Русской Речке получено до 100 000 м³/сут. газа; выделение газа и пленки нефти имеет место в скважинах на Олекминской структуре и др. Таким образом, в пределах Якутского артезианского бассейна разведочными работами доказано наличие нефти и газа в недрах. Обобщение результатов по глубоким скважинам и всех имеющихся материалов Е. В. Ильиной показывает, что в пределах Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы устанавливается вертикальная гидрохимическая зональность, выражающаяся в смене типов вод от пресных и слабоминерализованных гидрокарбонатнонатриевого типа, распространенных в зоне активной циркуляции, через слабосоленые воды того же типа к солоноватым, соленым водам и слабым рассолам хлоркальциевого типа с минерализацией до 20 г/л и более. В Тас-Тумусе в водах обнаружено до 60 мг/л брома и следы йода.

Е. В. Ильина сообщает о том, что в районе Китчанской разведки при вскрытии верхнеюрского водоносного горизонта на глубине 80—150 м в одной из скважин происходило фонтанирование воды с горючим газом, содержащим H₂S; фонтанирование было очень интенсивным, газ использовался для хозяйственных целей.

Химический состав наиболее минерализованных вод юрских отложений и растворенных в них газов приведен в табл. 11 по Намской опорной и Китчанской скважинам (данные Е. В. Ильиной).

Из приведенных анализов воды по Намской опорной скважине видно, что здесь с глубиной прослеживается как закономерное возрастание минерализации, так и изменение солевого состава в сторону увеличения метаморфизации вод, уменьшения их сульфатности и обогащения бромом. До глубины более чем 2100 м сохраняется гидрокарбонатнонатриевый тип и лишь на глубине 2194 м фиксируется хлоркальциевый тип вод. Состав растворенных в воде газов в основном метановый, азот присутствует в количествах от 3,6 до 16,8%. В газе имеется H₂S + CO₂ от 0,9 до 5,7%.

В Китчанах, расположенных в Приверхоянском прогибе, уже на глубине 322,9 м в крелиусной скважине вскрыты хлоркальциевые воды повышенной минерализации (8,8 г/л), и на глубинах более 1100 м минерализация их возрастает до 40—70 г/л. Характерно, что все приведенные в табл. 11 пробы воды из юрских отложений Китчан имеют низкую сульфатность, содержат от 5,8 до 14,2%-экв. кальция и показывают высокую

Химический состав вод и растворенных

Структура	№ скв.	Интервал перфорации и глубина опробования, м	Индекс горизонта	Σ г/л	Проценты эквивален			
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca
Намцы	Опорн.	1671—1681	J ₃	2,377	30,40	0,20	19,40	0,40
»	»	1861—1866	»	4,146	36,90	0,10	13,00	0,50
»	»	1956—1980	»	10,10	46,50	0,00	3,50	1,30
»	»	2098—2100	»	16,15	47,09	0,01	2,90	0,60
»	»	2194—2200	»	30,16	49,18	0,02	0,80	2,20
Китчаны	6-К	322,9	J ₁₊₂	8,87	49,00	0,10	0,90	5,80
»	2-Р	1110—1255	»	42,48	49,90	0,00	0,10	11,40
»	1-Р	1334—1356	»	70,56	49,90	0,00	0,10	14,20

* Спонтанные газы.

метаморфизацию как по отношению $\frac{Na}{Cl}$, так и по коэффициенту $\frac{Cl-Na}{Mg}$. Воды с такими показателями метаморфизации в Волго-Уральской области приурочены обычно к карбону и девону и лишь в участках закрытых структур при наличии внутренней миграции фиксируются в нижнепермских отложениях под гипсово-ангидритовой толщей кунгура. Правда, минерализация всех указанных вод в несколько раз выше, чем вод юры Китчанских скважин. Состав спонтанных газов в основном метановый. В них присутствует гелий и имеются тяжелые углеводороды до 0,5—0,6%.

Наличие мощной зоны вод гидрокарбонатнонатриевого типа в Намцах при сравнительно низкой их минерализации (до 10 г/л) до глубины 2000 м, по нашему мнению, является свидетельством того, что сравнительно близкое расположение района Алданского массива (откуда идет фронт пресных вод) здесь замедляет процесс формирования хлоркальциевых вод в верхнеюрских отложениях. Высокое залегание хлоркальциевых вод в центральной части бассейна свидетельствует о наличии здесь разгрузки вод нижележащих горизонтов в вышележащие. Состав вод в этой части бассейна свидетельствует о наличии благоприятных условий для сохранения углеводородных скоплений, что и подтверждается обнаружением промышленного газа в нижнеюрских отложениях Тас-Тумусской структуры на глубинах более 2000 м. Газ этот содержит значительно больше тяжелых углеводородов, чем газ Китчанских скважин.

Сравнение общего состава растворенных в водах газов кембрийских отложений Ангара-Ленского бассейна и юрских отложений Якутского бассейна обнаруживает с ними большое сходство по процентному содержанию метана, но в отличие от первых они обогащены сероводородом и содержат меньше тяжелых углеводородов.

Опуская характеристику подземных вод нижнего палеозоя, распространенных в зоне активного водообмена, остановимся вкратце лишь на характере их в зоне затрудненного и застойного режима. Отметим лишь, что в некоторых районах Алданского массива, где главным образом изучены воды кембрийских отложений, местами уже на глубинах 30—80 м залегают воды с минерализацией до 10—20 г/л, имеющие хлоркальциевый, хлормagneзиевый или сульфатнонатриевый типы, как это имеет место в Олек-

Таблица 11

в них газов юрских отложений

ТОВ		Na Cl	Na—Cl SO ₄	Cl—Na Mg	SO ₄ ·100 Cl	Cl Br	мг/л		Состав растворенных газов		
Mg	Na+K						Br	J	H ₂ S+CO ₂	CH ₄ + + т. у.	N ₂ +ред.
0,20	49,40	1,62	95,0	—	0,66	—	—	—	0,9	81,8	17,3
0,40	49,10	1,37	122,0	—	0,27	311	6	—	2,4	83,3	14,3
0,50	48,20	1,04	334,0	—	0,01	—	—	—	2,7	93,7	3,6
0,70	48,70	1,02	3169	—	0,02	—	9	—	5,7	79,5	14,8
0,40	47,40	0,96	—	4,45	0,04	451	40	—	1,3	81,9	16,8
2,10	42,10	0,86	—	3,29	0,20	—	—	—	—	—	—
2,70	35,90	0,72	—	5,18	0,00	750	35	—	—	—	—
1,10	34,70	0,69	—	13,82	0,00	—	—	1,6	0,3	90,9	8,8 *

минске (См.). В Кемпендяйском районе, как известно, воды источников имеют минерализацию от 100 до 300 г/л, сохраняя сульфатнонатриевый или хлормagneиный типы. Выделяющиеся при этом свободные газы имеют метаново-азотный состав с небольшим содержанием CO₂. В растворенном газе Табасынгдинского источника (к востоку от Кемпендяя) обнаружено некоторое количество тяжелых углеводородов (0,3%).

Наибольший интерес для поисков нефти представляют нижнекембрийские отложения, заключающие мощные пласты соли, обеспечивающие хорошие условия закрытости этой части разреза. Остановимся на характеристике вод толбинской свиты, которую принято считать по количеству нефтепроявлений наиболее перспективной. Отложения этой свиты представлены чередованием доломитов и терригенных пачек (песчанки, микроконгломераты) с пластами гипса, ангидрита и каменной соли. Мощность свиты местами превышает 1000 м.

Химический состав вод толбинской свиты весьма разнообразен в зависимости от условий и глубины залегания водоносных горизонтов и состава вмещающих пород.

В разрезе Нижне-Амгинской опорной скважины по данным, приводимым Е. В. Ильиной, эти воды вскрыты на глубине 800—1000 м, причем до глубины 850 м имеют низкую минерализацию (4,5—5 г/л) и хлормagneиный тип и лишь на глубине около 1000 м их минерализация повышается до 47 г/л, резко снижается сульфатность до 1,6%-экв., и они приобретают хлоркальциевый тип.

В пределах Алданского массива воды имеют высокую минерализацию уже на глубине нескольких сотен метров и низкие показатели сульфатности. Приведем данные химического состава вод и газов толбинской свиты Алданского массива, предоставленные нам Е. В. Ильиной. Из табл. 12 видно, что воды толбинской свиты представляют собой минерализованные и высоко метаморфизованные рассолы, имеющие незначительное содержание сульфатов и много брома — до 3—4,5 г/л. Наиболее высокая минерализация и большое содержание брома обнаружено в водах Намнинской опорной скважины. При сопоставлении анализов воды по различным интервалам Олекминской скважины З-Р наблюдается закономерное уменьшение минерализации с возрастанием глубины, однако

9 В. А. Кротова.

Химический состав вод и газов толбинской свиты

Структура	№ скв.	Интервал перфорации и глубина опробования, м	Индекс горизонта	ΣM г/л
Нижне-Амгинская	Опорн.	810—835	Cm_1^{tlb}	4,83
Русская Речка	1-Р бис	1032—1045	»	—
Ченкямская	1	400	»	153,32
Илыгирская	3	401	»	93,01
Наманинская	Опорн.	1310—1663	»	382,0
Олекминская	1-Р	1723—1733	»	272,8
»	»	1757—1770	»	310,3
»	3-Р	1267—1666	»	357,6
»	»	1749—1755	»	293,6
»	»	1780—1790	»	253,8
»	»	1816—1820	»	247,1
»	»	2270—2290	»	237,5
Дельгейская	»	2723—2725	»	346,7

Структура	№ скв.	$\frac{SO_4 \cdot 100}{Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$	Микрокомпоненты, мг/л	
				Br	J
Нижне-Амгинская	Опорн.	81,3	—	—	—
Русская Речка	1-Р бис	—	—	—	—
Ченкямская	1	0,90	—	—	—
Илыгирская	3	2,40	—	—	—
Наманинская	Опорн.	—	52	4610	—
Олекминская	1-Р	0,40	396	419	Сл.
»	»	0,83	173	1061	Сл.
»	3-Р	0,04	59	3845	—
»	»	0,23	53	3525	—
»	»	0,30	50	3227	—
»	»	0,22	45	3520	—
»	»	0,14	45	3387	—
Дельгейская	»	2,17	104	2000	—

* Растворенный газ.

** Свободный газ.

ярко выраженной закономерности в изменении химического состава не намечается, за исключением некоторого снижения величины $\frac{Cl}{Br}$ коэффициента. В результате большого накопления в водах хлоридов кальция, содержание которого иногда в 3—5 раз и более превышает содержание в них щелочей, резко снижается величина отношения $\frac{Na}{Cl}$. Эти воды очень близки как по минерализации и составу, так и по высокому содержанию брома, к водам нижнекембрийских отложений (Cm_1^{us} и Cm_1^{mt}). Иркутского амфитеатра.

Считать, что воды такого состава имеют узко локальное распространение на территории Сибирской платформы нельзя, так как они обнаружены теперь уже в целом ряде районов этой обширной территории.

Таблица 12

(Cm₁^{tlb}) Якутского артезианского бассейна

Проценты эквивалентов						$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl-Na}{Mg}$
CL	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	Na+K		
24	19,5	6,5	14,00	12,30	23,70	0,99	0,02
—	—	—	—	—	—	—	—
49,51	0,46	0,03	10,10	0,60	39,40	0,79	16,5
48,79	1,15	0,06	4,20	1,90	43,90	0,90	2,55
49,90	—	0,10	35,50	5,90	8,60	0,16	7,10
49,79	0,20	0,01	3,67	1,14	49,15	0,91	4,03
49,58	0,41	0,01	7,68	2,34	39,98	0,81	4,10
49,91	0,02	0,07	38,50	4,12	7,38	0,15	10,32
49,89	0,04	0,07	31,99	6,28	11,73	0,23	6,07
49,86	0,08	0,06	28,07	6,87	15,06	0,30	5,07
49,92	0,05	0,03	32,43	6,61	10,96	0,22	5,89
49,91	0,07	0,02	43,39	1,02	5,59	0,11	43,46
48,80	0,01	0,10	4,20	0,40	45,40	0,93	8,50

Продолжение табл. 12

Состав газов в объемных процентах (с исключением воздуха)

H ₂ S + CO ₂	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆ + высшие	N ₂ + редкие	Ar + Xe + Kr	He + Ne	$\frac{He}{Ar}$
64,7*	—	8,8	—	26,5	—	—	—
1,5**	—	61,1	4,6	32,8	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—*	2,7	43,2	—	54,1	—	—	—
—**	—	83,47	8,41	8,12	0,053	0,082	1,54
0,21**	—	91,06	2,12	6,61	0,100	0,123	1,23
0,52**	—	89,12	5,94	4,42	0,028	0,102	3,64
0,31**	—	87,10	5,48	7,11	0,024	0,103	4,28
—*	0,91	95,26	—	3,81	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
14,4**	—	77,2	—	8,4	—	—	—

Таким образом, на Сибирской платформе в подсолённых толщах нижнего кембрия или в низах солёной толщи в результате глубокого бурения на нефть обнаружена совершенно новая геохимическая провинция бромоносных хлоридных кальциевых рассолов предельно высокой концентрации и метаморфизации, рассолов бессульфатных или с незначительным количеством сульфатов, являющихся результатом очень длительных глубинных процессов, протекавших в закрытых структурах. Безусловно, роль солёных пород в формировании этих рассолов очень велика, однако неправильно думать, что соли являются лишь материалом для образования рассолов.

Как мы уже говорили выше, очень важна роль солёных толщ как покрышки, обеспечивающей на протяжении длительной геологической

истории изоляцию недр. Эта изоляция обеспечивает направленное протекание катионного обмена, метаморфизации и других процессов в условиях повышенных температур и давлений.

Состав газов в Иркутском амфитеатре и в Якутии весьма близок. Как видно из табл. 12, они состоят в основном из метана, содержат значительное количество тяжелых углеводородов и обогащены гелием.

Таким образом, можно сказать, что Сибирская платформа представляет собой провинцию, характеризующуюся региональным распространением газов метанового состава, причем процентное содержание последнего здесь значительно выше, чем в газах вод палеозоя Волго-Уральской области.

За благоприятные гидрогеологические, гидрохимические и газогидрохимические показатели нефтегазоносности для Якутского артезианского бассейна, по-видимому, могут приниматься те же, что и для Ангаро-Ленского. К сожалению, в Якутии нет данных о содержании в водах сероводорода, но присутствие его в газах отмечается. Судя по анализам вод ряда скважин и закономерностей в изменении вод с глубиной, повышение перспектив нефтеносности как юры, так и кембрия, должно идти в направлении к внутренним частям впадины.

Мощная зона вод гидрокарбонатнонатриевого типа в скважине Намцы, охватывающая разрез юры на глубину более чем 2000 м, и некоторое снижение минерализации вод в толбинской свите в районе Олекминска говорит о том, что в районах более близких к Алданскому щиту все же сказывается влияние его как области питания. Однако последнее, по-видимому, не имеет существенного значения, о чем свидетельствует низкая сульфатность вод в этих районах. Тем не менее не считаться с этим обстоятельством нельзя при определении относительной перспективности площадей. Об этом также свидетельствует и тот факт, что промышленный газ в юрских отложениях был открыт именно в центральных частях впадины. О том, что наиболее благоприятная гидрогеологическая обстановка существует в юре центральных частей впадины, свидетельствует и высокое залегание здесь минерализованных хлоркальциевых вод, связанное, по-видимому, с наличием внутренней разгрузки.

Западно-Сибирская низменность

Если на Сибирской платформе закономерности в распределении подземных вод и газов почти не изучены и начинают проясняться лишь в самое последнее время в связи с глубоким бурением на нефть, то в пределах Западно-Сибирской низменности проделана уже большая работа по выяснению общих гидрогеологических закономерностей и по оценке перспектив ее нефтеносности по гидрогеологическим показателям. Среди исследователей, занимающихся изучением подземных вод этого крупного региона (М. С. Гуревич, Н. Н. Ростовцев, В. Б. Торгованова, А. А. Розин и др.), большая заслуга принадлежит М. С. Гуревичу. Его работы по Западно-Сибирской низменности явились крупным шагом вперед в вопросе развития гидрогеологических показателей нефтегазоносности. И этот шаг является особенно ценным, потому что в этом районе практически оправдались прогнозы, сделанные по гидрогеологии. Мы не собираемся здесь подробно останавливаться на рассмотрении гидрогеологических условий этого района и лишь для сравнения с вышеописанными приведем некоторые основные закономерности, выясненные М. С. Гуревичем и подтвержденные другими гидрогеологами.

Западно-Сибирская низменность, к которой приурочен Западно-Сибирский Артезианский бассейн, в геологическом отношении представляет депрессию, выполненную в основном мезозойскими отложениями, залегающими на складчатом фундаменте из осадочных и изверженных пород докембрия — триаса. Мощность мезозойских отложений в центральной части бассейна превышает 3000—3500 м.

По данным опорных и глубоких разведочных скважин, юрские и меловые отложения представлены разнообразным комплексом морских и континентальных терригенных осадков, сложенных глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками и другими породами.

Третичные и четвертичные отложения также представлены в основном терригенными песчано-глинистыми осадками. В разрезе бассейна отсутствуют соленосные и гипсоносные толщи; основную часть разреза составляют меловые отложения.

По данным М. С. Гуревича [1956], основные закономерности в распределении подземных вод и газов Западно-Сибирского артезианского бассейна представляются в следующем виде. В зависимости от структуры и гипсометрии домезозойского фундамента, мощности и состава покрывающих отложений и положения по отношению к горноскладчатому обрамлению отдельные части бассейна имеют различный характер гидрохимического разреза. В связи с этим происходит увеличение количества гидрохимических зон в направлении от периферии к центру бассейна. Имеют значение также палеогеографические и фациальные условия.

Для указанного бассейна, так же как и для ряда других, характерно поясное изменение состава вод. Оно заключается в том, что в направлении от периферии к центру бассейна «пресные воды данной толщи, обогащенные азотом, сменяются первоначально слабосоленоватыми водами того же и метано-азотного хлоридного натриевого состава и затем сильно соленоватыми, но уже азотно-метановыми хлоридными натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми водами. Центральная часть рассматриваемой площади занята только азотно-метановыми и метановыми хлоридными кальциево-натриевыми водами. Изменяется и содержание микрокомпонентов; количество йода, брома и некоторых других элементов возрастает к центральной части артезианского бассейна» [1956, стр.50].

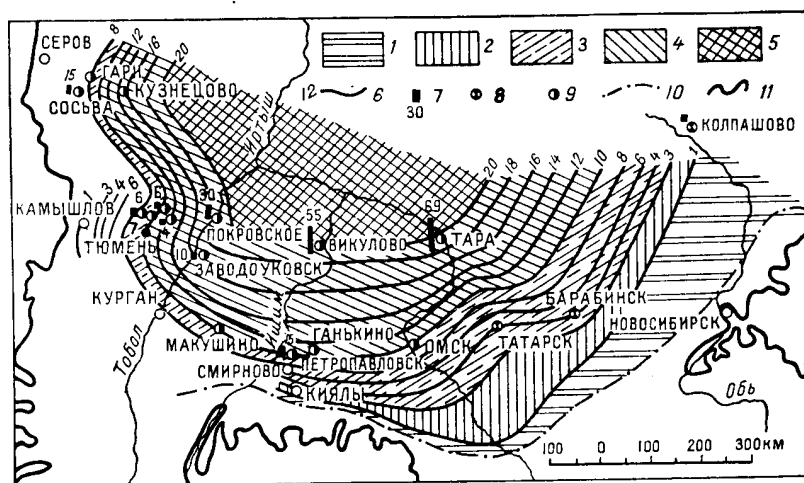
В этом же направлении увеличивается и общая минерализация вод, а также возрастает упругость растворенных в них газов. Максимальная упругость газов фиксируется в контуре распространения наиболее минерализованных соленых, хлоридных кальциевонатриевых и хлоркальциевых, по В. А. Сулину, вод, приуроченных к юрским отложениям и валанжину. Таким образом, наблюдаются сопряженные изменения солевого и газового состава вод и упругости газов. Это хорошо отражается на схематической карте, заимствованной нами из работы М. С. Гуревича (фиг. 22).

Помимо указанного, наблюдается закономерное изменение величины отношения $\frac{He}{Ar}$, которая также возрастает от периферии к центру. Используя это отношение как показатель условий водообмена и степени гидрогеологической закрытости разреза, М. С. Гуревич отмечает, что для Западно-Сибирского артезианского бассейна величина его от 0,21 до 1,5 характеризует зону затрудненного, а от 1,5 до 6,3—7,6 — зону наиболее затрудненного водообмена.

Следующей важной закономерностью, отмеченной М. С. Гуревичем и другими исследователями, является температурная зональность под-

земных вод, прослеживающаяся как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Увеличение температуры наблюдается по мере возрастания глубины залегания водоносного горизонта и по мере приближения от периферии к центру.

М. С. Гуревич отмечает, что наблюдается резкая разница в температурном режиме западной и восточной частей южной половины бассейна. Так, на западе температура воды на 1000 м достигает 60° (район Кузнецово), тогда как на востоке, в районе Колпашево, Максимкин Яр, — не более 30—40°. Наиболее пониженные температуры в юго-восточной и во-



Фиг. 22. Рис. 4. Схематическая карта солевого и газового состава подземных вод алт (?)-альбских отложений Западно-Сибирского артезианского бассейна (по М. С. Гуревичу и Н. А. Петровой, 1954).

1 — пресные углекисло-азотистые, азотные, преимущественно карбонатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л; 2 — слабосолоноватые углекислоазотные, азотные, гидрокарбонатные натриевые и метано-азотные хлоридные натриевые воды с минерализацией от 1 до 3 г/л; 3 — сильно солоноватые азотно-метановые хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией от 3 до 10 г/л; 4 — соленые азотно-метановые и метановые хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией от 10 до 20 г/л; 5 — то же с минерализацией свыше 20 г/л; 6 — изолинии минерализации, г/л; 7 — диаграммы упругости растворенного газа, ат; 8 — скважины, вскрывшие метано-азотные и азотно-метановые хлоридные натриевые воды; 9 — скважины, вскрывшие азотно-метановые и метановые хлоридные кальциево-натриевые воды; 10 — граница распространения отложений валанжина (схематично); 11 — анида артезианского бассейна.

сточной части бассейна совпадают с распространением здесь пресных и слабосолоноватых вод. Охлаждение недр М. С. Гуревич связывает с влиянием областей питания, обрамляющих артезианский бассейн.

Отмечая наличие в Западно-Сибирском артезианском бассейне явлений гидрохимической асимметрии, которая характеризуется наиболее широким и глубоким распространением азотных гидрокарбонатных натриевых вод на востоке и ограниченным их распространением на западе, исследователь считает, что в основе этих явлений лежат три причины, а именно: фациальные условия отложения осадков, литологический состав водоносных пород и условия питания подземных вод.

Мощная зона наиболее интенсивного водообмена на юго-востоке М. С. Гуревичем связывается с молодым интенсивным и значительным по амплитуде поднятием на Алтае в период кайнозоя. Значительная часть стока, формировавшегося в Саяно-Алтайской горной стране, поступала в районы низменности. Питание водоносных горизонтов мезо-

зойского комплекса пород, идущее со стороны Урала, Казахстана, Саяно-Алтайской горной страны, осуществляется наиболее интенсивно в краевых зонах бассейна или на участках относительно неглубокого залегания фундамента.

Как и в других бассейнах, в данном бассейне имеет место гидрогеологическая инверсия разреза в краевых частях его, в зонах погружения горноскладчатых областей. Она связана с боковым глубинным питанием со стороны фундамента.

Отмечая низкие значения минерализации подземных вод в южной части бассейна, не превышающей 20—30 г/л на глубине 2500—2771 м, М. С. Гуревич объясняет это в первую очередь условиями их питания и динамики, что вполне подтверждается приведенными нами выше данными и материалами по другим артезианским бассейнам, в частности по юго-восточной части Якутского бассейна.

Нам представляется вероятным мнение М. С. Гуревича, объясняющее наличие на юго-востоке наиболее минерализованных вод (Колпашево, Максимкин Яр), имеющих минерализацию 60 г/л и более, их миграционным происхождением и связью с кембрийскими соленосными отложениями Восточно-Сибирской платформы.

На основании выявленных гидрогеологических, гидрохимических и газогидрохимических закономерностей М. С. Гуревич дает оценку перспектив нефтегазосности обширной территории Западно-Сибирской низменности, выделяя территории наиболее перспективные, возможно перспективные, неперспективные и не изученные или недостаточно изученные в гидрогеологическом отношении. При этом он делает вывод о том, что глубинные подземные воды, распространенные в зонах затрудненного водообмена, резко отличаются по своим нефтепоисковым показателям в зависимости от солевого, газового и бактериального состава. К благоприятным в отношении газонефтеносности он относит гидрохимические зоны, содержащие метановые и азотно-метановые хлоридные кальциево-натриевые воды, даже с пониженным содержанием брома и йода, но повышенной упругостью газа. «Гидрохимические зоны, заключающие углекислоазотные и азотные воды гидрокарбонатного натриевого солевого состава, характеризуют геохимические условия, не свойственные зонам газонефтенакпления», — говорит М. С. Гуревич.

Производя гидрогеологическое районирование¹ в Западно-Сибирском нефтеносном артезианском бассейне, он выделяет по гидрогеологическим условиям, гидрохимическому режиму и перспективам газонефтеносности три группы гидрогеологических районов: 1) склоны артезианского бассейна, 2) более погруженные части склонов, 3) центральная часть артезианского бассейна.

Районы западных, южных и юго-восточных склонов артезианского бассейна он относит к неперспективным в отношении газонефтеносности, за исключением некоторых возможно перспективных участков (северо-восточная часть) Зауральского района (Павлодарский подрайон). На восточном склоне бассейна к перспективным относится северо-восточная часть Чулымского и Енисейского районов. В более погруженных частях склонов бассейна к перспективным относятся восточная часть Тоболо-Ишимского гидрогеологического района и северная часть Барабинского.

¹ Районирование дано на «Схематической карте Сибири и Дальнего Востока», приложенной к упоминаемой выше работе 1956 г. (Н. И. Зайцев, М. С. Гуревич, Е. Е. Белякова).

Химический состав подземных вод и растворов

Структура	№ скв.	Интервал перфорации и глубина опробования, м	Индекс горизонта	ΣМ, г/л (сухой остаток)
Тутлеймская	5-К	Открытый забой, 300—400	Cr ₂ ^{сmn}	9,49
Березовская	2-Р	827—830	Cr ₁ ^{apt}	15,35
»	1-Р	1306—1318	Cr ₁ ^{yn}	13,74
»	5-Р	1320—1322	»	11,67
Ярская	Р-3	1520—1527	I ₂	Сухой остаток 17,25
		1533—1534		
Покровская	1-Р	1013—1025	Cr ₁ ^{apt}	Сухой остаток 17,47
»	5-Р	1329—1333	Cr ₁	18,33
»	8-Р	1743—1747	I ₂	Сухой остаток 21,68
Заводоуковская	4-Р	1176—1180	Cr ₁	Сухой остаток 16,98
»	1-Р	1182—1187	Cr ₁	17,94
Максимкиноярская, опорная		2408,5—2418	I ₂	53,73
Максимкиноярская, опорная		2472—2476	»	48,89
Колпашево	3-Р	2552	I ₁ +T	58,16
»	2-Р	2860—2870	»	45,23

Структура	№ скв.	Микрокомпоненты, мг/л			
		Br	I	NH ₄	H ₂ S
Тутлеймская	5-К	Нет	Нет	Нет	Нет
Березовская	2-Р	47,48	17,68	13,64	0,51
»	1-Р	65,49	11,10	35,31	Нет
»	5-Р	40,50	9,50	45,00	—
Ярская	Р-3	27,00	7,00	10,00	—
Покровская	1-Р	45,00	12,00	18,00	—
»	5-Р	22,50	12,70	Нет	—
»	8-Р	82,60	19,60	9,10	—
Заводоуковская	4-Р	34,00	17,40	Не опр.	—
»	1-Р	36,00	8,00	12,0	—
Максимкиноярская, опорн		149,90	0,60	—	—
Максимкиноярская, опорная		187,00	0,70	—	—
Колпашево	3-Р	129,90	Нет	—	—
»	2-Р	89,30	Нет	—	—

Весь Иртыш-Обский гидрогеологический район, занимающий центральную часть бассейна, М. С. Гуревичем относится к перспективному в своей западной части.

Открытие в 1953 г. Березовского газоносного района показало справедливость сделанного М. С. Гуревичем еще в 1947—1949 гг. про-

Таблица 13

ных газов Западно-Сибирской низменности

Проценты эквивалентов						Na	Cl—Na	SO ₄ · 100	Cl
Cl	SO ₄	HCO ₃	Ca	Mg	Na+K	Cl	Mg	Cl	Br
48,74	Нет	1,26	4,08	3,30	42,62	0,87	1,85	—	—
49,36	0,12	0,52	5,03	0,98	43,99	0,89	5,50	0,24	424
49,27	0,13	0,60	2,47	1,20	46,33	0,93	2,70	0,26	330
48,50	Нет	1,50	3,62	0,95	45,43	0,94	3,23	—	419
49,21	0,01	0,78	5,79	2,74	41,47	0,84	2,83	0,02	380
49,47	0,01	0,52	4,62	0,14	45,24	0,92	30,25	0,02	232
49,48	—	0,52	4,54	1,43	44,03	0,89	3,81	—	491
49,65	—	0,35	8,53	1,64	39,83	0,80	6,00	—	157
49,86	—	0,14	6,42	1,95	41,63	0,84	4,22	—	306
49,41	0,01	0,58	4,82	2,05	43,13	0,87	3,06	0,02	360
49,20	—	0,80	6,30	1,50	42,20	0,80	4,70	—	217
49,00	—	1,00	6,30	1,50	42,20	0,80	4,70	—	158
49,77	—	0,23	9,16	2,64	38,20	0,76	4,38	—	275
48,81	—	1,19	5,01	0,83	44,16	0,90	5,6	—	302

Продолжение табл. 13

Состав растворенных газов							
H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	тяжелые углеводороды	N ₂ + редкие	гр. Ar	гр. He
Нет	0,7	0,5	93,5	0,3	5,0	0,093	0,009
0,1		0,8	92,1	0,0	6,9	0,044	0,016
Нет		1,6	87,8	0,9	9,7	0,086	0,050
Нет	0,3	0,6	89,3	0,5	9,3	0,077	0,018
Нет	0,7	Нет	94,0	<0,1	5,3	0,063	0,018
—	—	—	—	—	—	—	—
Нет	2,7	Нет	96,4	<0,1	0,9	0,015	0,015
Нет	1,2	Нет	95,4	0,5	2,9	0,064	0,012
Нет	0,3	Нет	95,8	<0,1	3,9	0,066	0,021
Нет	0,4	Нет	90,3	<0,1	9,3	0,069	0,064
—	1,6	—	84,1	1,7	12,2	0,055	0,033
—	0,4	—	84,2	1,4	14,0	0,067	0,093
—	—	—	5,0	12,0	83	1,731	0,004

гноза о перспективности зауральской части низменности по гидрогеологическим показателям. В этом районе впервые газ был вскрыт опорной скважиной Р-1 на глубине 1306,75—1324,75 м в валанжинском песчанике нижнего мела, перекрытом практически непроницаемыми плотными аргиллитами. Здесь был получен мощный фонтан газа. Позднее фонтан

газа был получен в скважине Р-4 из зоны контакта кристаллических пород фундамента с покрывающими их аргиллитами (глуб. 1264—1268 м) и в ряде других структур Березовского района (Деминская, Южно-Алясовская, Северо-Алясовская). По данным ВСЕГЕИ, Березовский газ имеет следующий состав (в процентах):

CH ₄	95,0
Тяжелые углеводороды	1,0
N ₂ + редкие газы	4,0
(в том числе биогенный азот)	
Редкие газы:	
гр. аргона	0,01

Воды нижней части разреза, к которой приурочена залежь, имеют минерализацию 14—16 г/л, относятся к хлоркальциевому типу и содержат от 11 до 18 мг/л йода и 40—65 мг/л брома. В водах также содержится бор и аммоний.

Некоторые анализы воды и растворенного газа по Березовскому району даны в табл. 13. В ней приводятся анализы вод юрских и меловых отложений по другим разведочным площадям Западной Сибири¹.

Отметим здесь, что при фонтанировании газа из скважины 4-Р происходила частичная конденсация паров воды с небольшим количеством легкой нефти. Было собрано шесть литров нефти. Исследование нефти в лаборатории ВНИГРИ (А. И. Богомолов) показало, что она имеет удельный вес 0,840 и совсем не содержит бензиновых фракций. Серы в ней 0,04%, смол — 0,5, асфальтенов 0,2%, акцизных смол 1,5%.

Нефть представлена в основном нафтеновыми углеводородами до 92,4%; ароматических — 3,3%, а метановых 4,3%. В. А. Успенский [1956] на основании характеристики конденсата приходит к выводу, что нефть, давшая начало ему, представляет собой тяжелую, лишенную бензиновых фракций, окисленную нефть нафтенового типа, залегающую, по его мнению, в палеозойских отложениях, где-то в соседних участках района.

В пределах северной части выделенного М. С. Гуревичем Чулымского гидрогеологического района при опробовании Колпашевской опорной скважины (2-Р) в интервале 2860—2870 м (I₁ на границе с фундаментом), наряду с минерализованными водами, содержащими в растворе метановый газ и имеющими запах H₂S и керосина, выносились пленка густой парафинистой нефти. Вынос пленки с запахом керосина имел место и в более высоких горизонтах разреза юры и в верхнем мелу (1375—1381 м).

По данным Ф. Г. Гурари (1957), из скв. 2-Р (2860—2870 м) было собрано 48 кг сильно парафинистой мазеподобной нефти, почти лишенной легких фракций. Температура пласта в этом интервале равна +119,5°.

По данным лаборатории СНИИГГИМС, нефть содержит до 50,7% парафина (без деструкции), 0,8% асфальтенов, 5,2% силикагелевых смол и совсем не содержит серы. Нефть метанового типа с содержанием 18,4% нафтеновых и 8,6% ароматических углеводородов. Вода с пленками нефти аналогичного состава была получена в той же скважине в интервале 2668—2676 м.

Интересно, что на Колпашевской площади от поверхности земли и до низов готерив-баррема распространены слабоминерализованные

¹ Данные В. Б. Торговановой, Н. М. Кругликова и др.

воды гидрокарбонатнонатриевого типа, а затем происходит резкий скачок, и средняя юра характеризуется уже водами хлоркальциевого типа значительной минерализации, 45—58 г/л.

Как видно из табл. 13, растворенные в водах газы содержат до 12% тяжелых углеводородов, т. е. значительно больше, чем на других площадях. Несколько повышенное содержание тяжелых углеводородов имеет место и в растворенных газах юрских отложений площади Максимкии Яр, расположенной к востоку от Колпашево.

В пределах выделяемого М. С. Гуревичем Иртышско-Обского гидрогеологического района в начале 1958 г. в направлении к северо-западу от Колпашево, в юго-восточной части указанного района в Назино (на отрезке р. Оби между Колпашево и Александровской) была получена нефть в интервале 2341—2348 м.

По предварительным данным Новосибирского геологического управления, указанный интервал можно отнести к кровле средней юры. Литологически горизонт представлен песчаниками с запахом нефти и алевролитом. С подошвы и кровли песчаники ограничены пластами аргиллита. При тартании скважины было получено несколько тонн нефти. Битумопроявления, обнаружение газа и конденсата в пределах Западной Сибири свидетельствуют о том, что прогноз, сделанный здесь на основании изучения как общих гидрогеологических условий и закономерностей, так и комплекса гидрогеологических и газогидрохимических показателей, оказался правильным и может быть широко использован в практике нефтепоискового дела. Нужно только помнить, что оценка района по какому-нибудь одному, гидрогеологическому показателю вырванному из общего комплекса не может быть надежной. Из-за ограниченности прямых показателей нефтеносности в практике оценки перспектив приходится прибегать к косвенным показателям. Последние же, как справедливо отмечают Н. Б. Вассоевич (Спутник полевого геолога-нефтяника, 1945) и М. С. Гуревич [1956], приобретают надежное поисковое значение только тогда, когда они взяты в совокупности.

ВЫВОДЫ

Рассмотрение гидрогеологических, гидрохимических и газогидрохимических особенностей различных платформенных областей и материалов по гидрогеологическим показателям нефтеносности как промышленно-нефтеносных районов, так и новых поисковых районов в Сибири позволяет сделать следующие общие выводы.

1. При различном геолого-тектоническом строении и возрасте осадочного комплекса пород, их фациально-литологическом составе, разнообразных условиях питания, динамики и химизма подземных вод и газов, а также характере нефтеносности, артезианские бассейны платформенных провинций и областей имеют не только черты различия, но и сходства.

2. Основные черты сходства заключаются в том, что подземные воды имеют достаточно четко выраженную зональность в вертикальном разрезе и по площади, т. е. в направлении от областей питания к областям погружения. В этих направлениях происходит увеличение минерализации подземных вод и их метаморфизация, смена типов вод от гидрокарбонатнонатриевого и сульфатнонатриевого к хлоркальциевым, обогащение вод хлоридами кальция, бромом и рядом других микрокомпонентов.

В этом направлении также происходит изменение газового состава подземных вод от азотных через метаново-азотные к азотно-метановым, а иногда чисто метановым.

3. В районах обрамлений, где выходят на поверхность или подходят близко к ней более древние породы разреза или фундамента, имеет место или инверсия гидрогеологического разреза, выражающаяся в некотором снижении минерализации в нижних горизонтах, или мощная зона вод гидрокарбонатнонатриевого типа (юг Западно-Сибирского бассейна и юго-восток Якутского артезианского бассейна), превышающая полторы-две тысячи метров, под которой глубоко залегают воды хлоркальциевого типа. Здесь происходит или разрушение ранее существовавших вод хлоркальциевого типа, или замедление процессов их формирования в настоящем в связи с подтоком более пресных вод от области питания.

4. Гидрохимические толщи, развитые в геологическом разрезе (Волго-Уральская область, Якутия, Иркутский амфитеатр), имеющие распространение в условиях определенных глубин, являются как бы границами, определяющими различную степень закрытости недр и создающими совершенно различные условия питания, динамики и формирования вод в разрезе над и под этими толщами.

5. В Волго-Уральской области, в Якутии и Иркутском амфитеатре, по-видимому, широкое значение приобретают явления внутренней глубинной разгрузки подземных вод одного горизонта в другой, не доходящей до поверхности земли. В этих же районах имеет значительное распространение и разгрузка по зонам нарушения и трещинам, при которой глубинные воды выходят на поверхность в виде минеральных источников (Усольские, Бирские, Б. Кушумские и другие источники Волго-Уральской области, Усольские, Компендайские и другие источники Якутии и Иркутского амфитеатра). По-видимому, менее ясно выражено это восходящее движение вод в районах Западно-Сибирского бассейна, как в более молодом платформенном образовании.

6. В связи с различными геолого-тектоническими и палеогидрогеологическими условиями районов, различным возрастом структур и пород, содержащих подземные воды в закрытой части разреза, наличием или отсутствием в нем галогенных толщ, условиями восходящего движения вод по зонам нарушений, различной длительностью периода, в течение которого протекали процессы выщелачивания, катионного обмена, влияния глубоких недр и т. д., рассмотренные выше платформенные артезианские бассейны имеют различную степень минерализации и метаморфизации вод и мощность зоны вод и рассолов хлоркальциевого типа, а также различные глубины залегания их от поверхности.

Более близкое сходство в этом отношении наблюдается между Волго-Уральской нефтеносной областью и Сибирской платформой. Если в этих районах уже сравнительно неглубоко залегают минерализованные воды и рассолы хлоркальциевого типа, иногда значительной метаморфизации, имеющие высокое содержание брома на значительных глубинах, достигающие 2 г/л и выше в Волго-Уральской области и до 3—8 г/л — в Сибирской платформе, то в условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна имеет место большая мощность зоны вод слабой минерализации гидрокарбонатнонатриевого типа и глубокое залегание вод хлоркальциевого типа. В последнем случае более низкое, по сравнению с указанными районами, содержание брома, хотя воды и обогащены йодом.

Если максимальная минерализация вод на востоке Русской платформы достигает 300—400 г/л, а на Сибирской платформе 400—500 г/л,

то во вскрытом разрезе Западно-Сибирского артезианского бассейна она не превышает 60 г/л, и то в районах, прилегающих к Сибирской платформе. Обычно же — 15—20 г/л.

7. По общему составу растворенных в водах газов намечается сходство между таковыми двух указанных районов Сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности, а также газами пермских отложений Волго-Уральской области. Эти газы состоят в основном из метана, тогда как газы девона и карбона Волго-Уральской области значительно более обогащены азотом. Зато по содержанию Не и величине отношения $\frac{\text{Не}}{\text{Аг}}$ наиболее близки между собою растворенные газы девона восточной части Русской платформы и нижнего кембрия Сибирской платформы. Они значительно более обогащены гелием, в противоположность газам вод верхней части разреза указанных районов (J, P) и Западно-Сибирской низменности (J, Cг). Если в первом случае отношение $\frac{\text{Не}}{\text{Аг}}$ обычно значительно превышает 1, то во втором случае оно чаще всего имеет десятые и сотые доли единицы и лишь иногда более 1. Это подтверждает выводы различных исследователей о возможности использования этого показателя для определения возраста, условий динамики вод и закрытости структур.

8. Оценивая гидрогеологические показатели нефтеносности всех указанных платформенных бассейнов, можно отметить, что наиболее важными из них выступают: а) высокая гидрогеологическая закрытость недр, б) наличие зон с внутренней глубинной разгрузкой вод, обуславливающих гидрохимические аномалии, в) бессульфатность вод и наличие в них сероводорода (Иркутский амфитеатр), г) содержание в растворенных в водах газах тяжелых углеводородов. Последнее особенно четко выступает при ассоциации воды со скоплениями нефти и менее четко — с газовыми скоплениями, д) одним из эффективных показателей при оценке нефтеносности структур III порядка, по-видимому, может быть признана упругость газов и содержание в них тяжелых углеводородов.

9. Оценка перспектив нефтеносности платформенных артезианских бассейнов по гидрогеологическим материалам показывает, что наиболее благоприятные условия для сохранения залежей нефти и более благоприятные гидрохимические и газовые показатели нефтеносности имеют место, как правило, во внутренних частях артезианских бассейнов или в районах, удаленных от областей питания.

Отрицательное влияние областей питания на перспективность платформенных структур более ощутимо тогда, когда они не отделены от областей питания окраинными прогибами. Так, наличие Предуральского прогиба с широко развитыми галогенными осадками сильно ослабляет отрицательное влияние Урала как области питания и создает, по-видимому, благоприятные условия миграции нефти в платформенные структуры из этого прогиба. То же можно сказать в отношении Березовского Предкавказского, Приверхоянского и других прогибов.

10. При оценке перспектив нефтеносности необходимо прежде всего выяснение общих гидрогеологических условий бассейна, выявление закономерностей в гидродинамической и газогидрохимической зональности, выяснение специфических особенностей и явлений нарушения указанных закономерностей (аномалий), а также тщательное изучение характера и состава вод, газов и самих нефтей.

11. Оценка территории по гидрогеологическим показателям нефтеносности должна производиться с учетом тех гидрогеологических и других факторов, которые способствуют образованию и сохранению нефтяных залежей.

12. Из указанного следует, что при оценке перспектив нефтеносности платформенных областей необходимо производить гидрогеологическое районирование территории, которое и должно быть положено в основу этой оценки. Оценивая тот или иной район или разведываемую площадь, необходимо установить его место в структуре артезианского бассейна, что поможет более правильно подойти к решению поставленной задачи.

В основу гидрогеологического районирования должно быть положено прежде всего тектоническое строение, а затем комплекс гидрогеологических и других показателей.

Г л а в а III

ЗАДАЧИ И ПЛАН ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

Большинство проводимых в настоящее время гидрогеологических работ, связанных с оценкой перспектив нефтеносности различных территорий, ставит задачей обнаружение тех или иных компонентов в водах, которые принято считать показателями нефтеносности в результате исследований, проведенных в свое время В. А. Сулиным и его группой. Лишь сравнительно недавно появились работы, связанные с выяснением поискового значения газовой составляющей подземных вод и работы методического характера, ставящие задачей комплексное изучение вод и газов как показателей нефтегазонасности (работы ВНИГРИ, ВСЕГЕИ). Ценность последних, помимо всего прочего, заключается в том, что они позволили повысить эффективность применения гидрогеологических (в широком смысле) показателей для обнаружения нефтеносных структур третьего порядка.

Очень часто при проведении гидрогеологических работ с поисковыми целями гидрогеологами-нефтяниками недооценивается важность выяснения при этом общих гидрогеологических условий, гидрогеологического районирования территории, установления местоположения изучаемого района в структуре артезианского бассейна в целом, расстояния от зон опреснения, питания и разгрузки и т. д. А между тем без выяснения указанных вопросов становится часто необъяснимым и вопрос о количественном содержании тех или иных компонентов в водах, показателях метаморфизации вод, состава газов, о нарушении на отдельных участках общих закономерностей и др.

С нашей точки зрения, одним из очень существенных недочетов методического характера при изучении вопроса о поисковых показателях является то, что изучение состава вод и газов не сопровождается изучением самих нефтей, их характера, типа и состава, а так же изменения их в зависимости от тех или иных условий водной среды. Получается, что мы изучаем и ищем показатели для обнаружения данного тела (нефть), не изучая (на существующих месторождениях) всех взаимосвязей и взаимозависимостей его со средой и изменения его в зависимости от изменения самой среды.

Как мы указывали выше, еще В. И. Вернадским делалось предположение о том, что «нафтенные кислоты» вод, сопровождающих нефти, должны быть различны для различных нефтяных месторождений в зависимости от типов самих нефтей, что подтвердилось дальнейшими исследованиями. Однако этот факт не получил должного изучения и использования при научно-исследовательских работах, связанных с изучением критериев нефтеносности. Лишь в последнее время начинают появляться

методические работы, связанные с изучением органических кислот (Е. В. Муликовская и др.) и вообще воднорастворимого органического вещества, содержащегося в пластовых водах нефтяных месторождений и нефтеносных районов, с целью установления прямых гидрохимических показателей нефтеносности (Е. А. Барс с группой и др.).

В комплексе работ, связанных с тематикой по изучению роли воды в формировании и разрушении нефтяных месторождений и гидрогеологических поисковых критериев, должно найти свое место изучение геотермической обстановки недр, радиоактивных процессов, протекающих в водной среде, с которой ассоциируется нефть, а также изотопного состава вод, нефтей и газов.

Применение старых методов исследования, которые до сих пор являлись базой для решения теоретических и практических вопросов нефтяной гидрогеологии и геологии, не может теперь отвечать задачам комплексного изучения и освещения этих вопросов.

Анализ данных по содержанию в водах нефтяных месторождений различных микрокомпонентов показал, что последние имеют очень большие пределы колебания.

Возможно, если была бы ясна геохимическая природа накапливания в этих водах компонентов, то этот вопрос получил бы объяснение. Так например, весьма интересен вопрос о том, почему в условиях Ферганской котловины йода в водах неогеновых отложений, не содержащих нефти, значительно больше, чем в залегающих под ними водах палеогена, ассоциирующихся с нефтью. Связано ли это со спецификой состава самих неогеновых отложений, с перемещением йода, как весьма рассеянного компонента, в вышележащие горизонты из палеогена или какими-либо другими причинами, пока сказать определенно нельзя.

Признавая, что накопление брома в подземных водах связано в основном с процессами концентрирования, многие исследователи считают, что какая-то доля его в нефтяные воды поступает и из самой нефти, но какая именно и так ли это — все еще остается неясным. Не ясна и доля участия брома глубинного происхождения наряду с другими галоидами.

Как мы уже указывали в предыдущих главах, нам представляется большим дефектом работ гидрогеологов и геохимиков-нефтяников то, что при решении вопросов формирования самого состава вод нефтеносных районов и провинций не ведется специальных исследований по изучению влияния глубинных магматических очагов и подкоровых сфер и не обращается внимание на накопление этим путем определенных компонентов вод и газов, которые часто встречаются в водах нефтяных месторождений. В этом отношении следует проанализировать и теоретически осмыслить тот большой материал, который накоплен в результате гидрогеологических, геохимических, минералого-петрографических и других работ, проводившихся в районах распространения различных типов минеральных вод, а также рудных и нерудных полезных ископаемых, т. е. при решении специальных задач исследователям-нефтяникам следует выходить из рамок своих разведочных районов и площадей, прибегать к помощи смежных наук и ознакомлению с процессами, происходящими в смежных районах.

Только тогда можно решить правильно вопрос о поисковом значении того или иного компонента вод в изучаемом районе, когда ясна геохимическая природа его образования и накопления в данных конкретных условиях. В этом отношении большой интерес представляло бы специ-

альное изучение и последующее обобщение материалов по содержанию микрокомпонентов в таких районах молодого тектогенеза, как Крым, Камчатка, Сахалин и др., являющихся нефтеносными или перспективно нефтеносными.

Было бы интересно этот вопрос подвергнуть изучению в районах распространения молодых излияний эффузивов и трапшов в платформенных районах Сибири. Таким образом, нам представляется, что при выяснении поискового значения подземных вод и газов параллельно с этими исследованиями должны идти исследования по изучению условий формирования общего химического состава вод и их обогащения гаммой микрокомпонентов.

Поскольку в Восточной Сибири мы встречаемся с новой геохимической провинцией сильно минерализованных и метаморфизованных рассолов $\text{Cl} - \text{Ca}$ типа, состоящих в основном не из хлоридов натрия, а из хлоридов кальция и с необычно высоким для подземных вод содержанием брома (6—9 г/л), то неизбежно возникает вопрос о том, как такая водная среда может отражаться на изменении нефти и является ли она благоприятной для ее сохранения, если не считать, что по условиям закрытости недр эта среда безусловно должна быть благоприятна. Поскольку с таким типом вод нефть уже встречена в Иркутской области, то, по-видимому, на указанный вопрос нужно ответить положительно, но надо учесть, что состав этой нефти в Осе так же необычен, как и состав воды.

Здесь изучению следует подвергнуть вопрос о том, могут ли в таких условиях иметь место богатые промышленные залежи нефти и способствуют ли этому те условия среды, с которыми мы встречаемся в Восточной Сибири.

Принимая во внимание длительное протекание процессов концентрирования и метаморфизации вод низов соленосных и подсоленосных толщ, происходивших в условиях хорошей изолированности недр, изучение химического состава этих вод нельзя ограничить только изучением тех микрокомпонентов, которые свойственны обычным водам нефтяных месторождений. Здесь должен найти широкое применение спектральный анализ и изучение большой гаммы микрокомпонентов. Обнаружение в некоторых пробах очень большого количества калия (более чем натрия), обладающего, как известно, радиоактивными свойствами, подтверждает необходимость расширять круг микрокомпонентов, изучаемых обычно анализом.

Обнаружение в водах, связанных с нефтепроявлениями в кембрии Восточной Сибири, больших количеств сероводорода заставляет ввести это определение как обязательное] при анализах вод, производимых на месте.

Резюмируя все, изложенное в этой главе, основные задачи и план дальнейшего изучения гидрогеологических критериев мы формулируем так.

I. Комплексное изучение основных групп критериев — собственно гидрогеологических, гидрохимических, газогидрохимических и микробиологических.

а) Наиболее важной группой вопросов, связанных с изучением собственно гидрогеологических критериев, является изучение общих гидрогеологических условий с целью установления гидродинамической и газогидрохимической зональности, гидрогеологического районирования, выяснения зон опреснения и удаленности от них оцениваемого района, гидрохимической закрытости недр, динамики вод и т. п. Все это совер-

шенно необходимо не только для выяснения степени благоприятности общей обстановки для существования залежей нефти, но и как фон для постановки исследований по гидрохимическому и газовому изучению вод, а также микробиологии вод.

Особое внимание должно быть уделено тщательному изучению районов с наличием явлений глубинной вертикальной миграции и внутренней разгрузки подземных вод.

б) Гидрохимические исследования должны идти по линии выяснения более широкой группы возможных показателей нефтеносности и дальнейшего изучения геохимической природы уже установленных прямых и косвенных показателей (J, Br, B, NH_4 , H_2S и др.) и изучения различных природных условий накопления в водах микрокомпонентов. При этом должны быть выбраны районы с резко различными геолого-тектоническими и гидрогеологическими условиями.

в) В комплексе газогидрохимических показателей необходимо изучение не только состава растворенных газов, содержания в них тяжелых углеводородов и редких газов, но и накопления материалов по упругости газов и изменению ее в зависимости от различий гидрогеологических и гидродинамических условий и влияния самой нефтяной или газовой залежи.

II. Изучение взаимосвязей между различными типами природных нефтей, вод и газов и накопления в этой связи в водах различных по характеру и количественному содержанию органических кислот и других компонентов нефти. Здесь важное место должно занимать выяснение химической роли воды в изменении и преобразовании нефтей и степень активности этого процесса в зависимости от различия типов вод и характера нефтей.

III. Специальной задачей должно явиться изучение явлений метаморфизма вод и нефтей Восточной Сибири с целью оценки этого фактора при прогнозах нефтеносности.

IV. Одно из важных мест в плане работ по изучению гидрогеологических критериев нефтеносности должно занять обобщение имеющихся материалов и сравнительное изучение вод, газов и нефтей в различных геологических условиях по единой методике с использованием для этого уже накопившихся данных в нефтеносных районах. Это позволит выявить общие закономерности в распространении различных типов вод, газов и нефтей в различных платформенных условиях и геосинклинальных областях. В дальнейшем это позволит подойти к широкому использованию метода гидрогеологического прогноза при составлении карт прогноза нефтеносности территории СССР и смежных областей.

V. При постановке и разработке тем по гидрогеологическим критериям нефтеносности следует иметь в виду, что изучаемые в них вопросы должны быть тесно связаны с вопросами о роли воды в формировании, сохранении и разрушении нефтяных залежей, так как нефтеносность структур и провинций можно оценивать, как на это справедливо указал Н. К. Игнатович, с точки зрения состояния и роли тех гидрогеологических факторов, которые способствуют образованию, сохранению или разрушению нефтяных месторождений.

VI. Из районов, в которых следовало бы начать комплексное изучение гидрогеологических критериев или решение отдельных вопросов теоретического и методического порядка, можно рекомендовать следующие гидрогеологические артезианские бассейны:

1) Содержащие в своих пределах нефтяные месторождения: а) Волго-Камский, б) Прикаспийский, в) Печорский, г) Ферганский, д) Приазовский и Терско-Кумский (Северный Кавказ).

2) Перспективно-нефтеносные, в которых ведутся поисково-разведочные работы на нефть: а) Западно-Сибирский, б) Ангаро-Ленский, в) Якутский.

Среди нефтеносных районов складчатых областей наибольший интерес представляет Апшеронский полуостров и Сахалин.

После решения задач, связанных со вторым этапом работ, должен наступить третий этап, основной задачей которого явится обобщение всех материалов по критериям и составление карты прогноза нефтеносности СССР по гидрогеологическим показателям с учетом других показателей (геологических, геохимических, битуминологических и т. д.).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович М. В. Исследование буровых вод в нефтяных скважинах. «Нефтяное дело», № 11, 1912.
- Абдурашитов С. А. Влияние растворенного газа на физические свойства подземных вод. «Азерб. нефт. хоз-во», № 1, 1950.
- Айрапетян М. А., Полак Л. С. О применении радиоактивных изотопов для изучения движения и распределения флюидов в пласте. В кн.: Тр. Ин-та нефти АН Казахск. ССР, т. I, 1956.
- Алексеев Ф. А. Опыт гидрохимического картирования в применении к поискам соляных куполов. «Разведка недр», № 5, 1941.
- Алексеев Ф. А. Современное состояние и задачи геохимических методов поисков нефти. «Нефт. хоз-во», № 10, 11, 1953.
- Алексеев Ф. А. Использование радиоактивных излучений и изотопов в геологии нефти. «Геология нефти», № 5, 1957.
- Алексеев Ф. А. Состояние и перспективы использования радиометрических методов для поисков и разведки нефтяных месторождений. В кн.: Применение радиоактивных изотопов в нефтяной промышленности. Гостоптехиздат, М., 1957.
- Алексеев Ф. А., Барс Е. А., Гуляева Л. А. и др. О неправильном понимании генетической классификации вод В. А. Сулина. «Геология нефти», № 6, 1957.
- Алексеев Ф. А., Грумбков А. П., Киршфельдт Ю. Э. К вопросу о возможности использования радиометрических методов для поисков нефтяных месторождений. Сессия АН СССР по мирному использованию атомной энергии. Заседание отделения технических наук. Изд. АН СССР, М., 1955.
- Альбов С. В. К вопросу о боре в подземных водах Крыма. «Геохимия», № 1, 1957.
- Альтовский М. Е. Роль подземных вод в образовании нефти и формировании нефтяных залежей. Сборник научно-технич. информации, № 3, 1956.
- Андрусов Н. И. К вопросу о происхождении и залегании нефти. Статья первая и вторая. Тр. Бакинск. отд. Русск. техн. об-ва, 1908, стр. 26 и 188.
- Андрусов Н. И. Список научных работ (1883—1909). Киев, 1909.
- Антонов П. Л., Ботнева Т. А., Еременко Н. А., Жаб-рев Д. В., Суббота М. И., Туркельтауб Н. М., Ясенов Б. П. О состоянии геохимических методов поисков нефтяных и газовых месторождений. Геологические и геохимические исследования. Сб. статей, Гостоптехиздат, 1958.
- Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Условия образования подземных вод грозненских нефтяных месторождений. Тр. ГИНИ, 1930—1931.
- Аширов К. Б. Интересный пример дизъюнктивного нарушения на платформенной структуре. «Геология нефти», № 4, 1957.
- Бабинец А. Е., Радько Н. И. Микроэлементы в минеральных водах южного склона Советских Карпат. Геол. журн., т. 16, вып. 2, 1956.
- Баранов В. И., Курбатов Л. М. К вопросу о содержании радия в нефтяных водах Грозненского района. ДАН СССР, А, № 7, 1931.
- Барс Е. А. Гидрохимические показатели нефтеносности и гидрохимические методы поисков нефтяных залежей. «Геология нефти», № 8, 1957.
- Барс Е. А. Гидрохимические исследования при поисках нефтяных месторождений (гидрохимическая съемка). В кн.: Тр. Ин-та нефти (АН СССР), т. 9, 1958.
- Барс Е. А., Иткина Е. С. Опыт гидрохимической структурной съемки в Аксубаевском районе Татарской АССР. ДАН СССР, т. 40, № 7, 1943.
- Бедер Б. А. О бром-йодном соотношении как возможным поисковым признаке на нефть. ДАН Узб. ССР, № 12, 1948.
- Бедер Б. А. Воды нефтяных месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геологии, вып. 3, 1949.

- Бедер Б. А. О закономерностях распространения углекислых вод на примере Восточной Ферганы. ДАН Узб. ССР, № 10, 1954.
- Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. ОНТИ, 1937.
- Белякова Е. Е. Закономерности изменения упругости растворенных в воде газов в зависимости от положения контура нефтегазоносности. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1, Госгеоллиздат, 1955.
- Белякова Е. Е. Гидрохимические показатели нефтегазоносности. Тр. совещания по проблеме нефтегазоносности Урало-Поволжья. Нефтегазоносность Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, М., 1956.
- Белякова Е. Е. Нефтепоисковое значение подземных вод и растворенных в воде газов по данным исследований в районе Самаро-Камского междуречья Волго-Уральской нефтеносной области. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 18, 1956.
- Бетехтин А. Г., Вольфсон Ф. И., Заварицкий А. Н., Коржинский Д. С. и др. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.
- Библиография. Новые книги и статьи периодических изданий русской и иностранной геологической литературы. «Сов. геол.», т. VIII, № 10, 1938.
- Бирин Л. М. О следах магматической деятельности в девоне Северной части Московской синеклизы. ДАН, т. LXXXVII, № 5, 1953.
- Богомолов А. И., Васильев Г. М. Состав и свойства осинской нефти Иркутской области. Геол. сб. № 2, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 95, Госоптехиздат, 1956.
- Брод И. О. Теоретические предпосылки поисков новых нефтегазоносных областей. «Сов. геол.», № 47, 1955.
- Бродский А. А. Гидрогеология как наука о взаимодействии подземной воды и горной породы. Тр. Ин-та геологии, вып. 3, изд. АН Узб. ССР, 1949.
- Бродский А. А. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеоллиздат, 1957.
- Бунеев А. Н., Харитонов Л. П. О восстановлении сульфатов в воде Краинских источников в атмосфере водорода. Тр. ЛГГП им. Саваренского, т. 1, изд. АН СССР, 1948.
- Буторин Н. И., Букс З. П. Нафтенные кислоты в пластовых водах Старогрозненского района. «Грозненский нефтяник», № 5—6, 1935.
- Валашко М. Г. Роль растворимости в формировании химического состава природных вод. ДАН СССР, т. 99, № 4, 1954.
- Валашко М. Г. О некоторых общих закономерностях формирования химического состава природных вод. Гидрохим. матер., вып. 22, 1954.
- Валашко М. Г. Геохимия брома в процессах галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. «Геохимия», № 6, 1956.
- Валашко М. Г., Корененко О. А. Гидрохимические поисковые признаки калийных месторождений. Гидрохим. матер., т. 18, 1950.
- Валашко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. Тр. ВНИИ Галургии, вып. 23, 1952.
- Варов А. А. Воды нефтяных месторождений Ферганской нефтеносной области. Фонды ВНИГРИ, 1945.
- Варов А. А., Опалев А. Ф. и др. Установление общих закономерностей во взаимоотношениях нефти и воды в девонских залежах Русской платформы. Фонды ВНИГРИ, 1947.
- Васильев В. В. О скорости растворения солей. Бюлл. ин-та галургии, № 6—7, 1939.
- Вассоевич Н. Б., Амосов Г. И. Изменение нефтей в земной коре. Геол. сборник, № 2, 1953.
- Вернадский В. И. К вопросу о радиоактивности нефтяных буровых вод. ДАН СССР, № 15, 1930.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, ч. 1, вып. 1, Геохимтехиздат, Л., 1933; вып. II, Химтеорет., Л., 1934; вып. III, Химтеорет., Л., 1936.
- Викторов С. В. Геоботанические методы поисков подземных вод. «Разведка и охрана недр», № 4, 1955.
- Викторов С. В., Востокова Е. А., Воронкова Л. Ф. Использование геоботанических признаков для обнаружения тектонических нарушений. Тр. сессии аэрогеол. треста, вып. I, 1955.
- Виноградов А. П. Происхождение йода (и брома) в нефтяных водах. ДАН СССР, нов. сер., т. 1, № 4, 1934.

- Виноградов А. П. Йод в морских илах. О происхождении йод-бромных вод нефтеносных районов. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, т. 5, 1939.
- Виноградов А. П. О происхождении йод-бромных вод нефтяных районов. Тр. Биогеохим. лаб., АН СССР, П, № 5, 1939.
- Виноградов А. П. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. ДАН СССР, нов. сер., № 8, 1944.
- Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэффициентов пропорциональности). Тр. ЛГГП им. Саваренского, т. 1, изд. АН СССР, 1948.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд. АН СССР, 1957.
- Войткевич Г. В. Геохимическое и геологическое значение радиоактивности. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.
- Волкова Л. П. Флюорит в верхнепермских отложениях Башкирии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1953.
- Вопросы нефтепоисковой гидрогеологии. Гостеолтехиздат, 1956.
- Ворошилова А. А., Дианова Е. В. Окисляющие нефть бактерии — показатели интенсивности биологического окисления нефти в природных условиях. Микробиология, вып. 4, 1952.
- Востокова Е. А. Геоботанические наблюдения при гидрогеологических исследованиях в Темирско-Актюбинском Приуралье. Сб. Сов. геол., № 56, 1956.
- Востокова Е. А., Вышивкин Д. Д., Касьянова М. С. и др. Геоботанические показатели битуминозности. Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 1, 1955.
- Вотинцев К. К. Азот и фосфор в водах озера Байкал. Тр. Всес. гидробиол. об-ва, т. 7, 1956.
- Врублевский М. И. О содержании бора в некоторых минеральных источниках Кавказа. Научн. бюлл. ЛГУ, № 20, 1948.
- Гавриленко Е. С. Метод гидрохимической съемки и результаты его применения в некоторых районах Волго-Уральской области. Нефтегазоносность Урало-Волжской области. Тр. совещания по проблеме нефтегазоносности Урало-Поволжья, изд. АН СССР, 1956.
- Гавриленко Е. С. Гидрохимические показатели на площади нефтеносных структур Сталинградского Поволжья. В кн.: Тр. Ин-та нефти (АН СССР), т. 9, 1958.
- Гаврилов Я. В. Застойность вод нефтяных месторождений как их характерная особенность. Тр. Азерб. гидроустр. ин-та, № 1/24, 1940.
- Гатальский М. А. Палеогидрогеология и ее значение при изучении нефтеносных областей. Геологический сборник I (IV), НИТО ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1951.
- Гатальский М. А. О погребенных и застойных подземных водах Русской платформы в связи с поисками нефти и газа. Геол. сб. ВНИГРИ, вып. 2, 1953.
- Гатальский М. А. Значение гидрогеологии в освоении новых нефтеносных площадей. «Нефт. хоз-во», № 11, 1954.
- Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Гостоптехиздат, 1954.
- Гатальский М. А. Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 95, 1956.
- Гатальский М. А. К вопросу изучения природных газов при нефтепоисковых и разведочных работах. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Гатальский М. А. Оценка перспектив нефтегазоносности Русской платформы по гидрохимическим показателям. Очерки геологии СССР (ВНИГРИ), т. 3, 1958.
- Геохимические методы поисков нефти. Сб. статей. Под ред. А. И. Клецева и др., № 1, Гостоптехиздат, М. — Л., 1950.
- Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
- Гинзбург И. И. Геохимические методы поисков полезных ископаемых. Вестн. АН СССР, № 6, 1956.
- Гинзбург-Карагичева Т. Л. Очерки микробиологии нефти. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
- Глебович Г. А. Бор в море. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, 8, 1946.
- Голубятников Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат, т. II. Геотермические наблюдения на Биби-Эйбате и в Сураханах. Буровые воды Биби-Эйбата. Физико-химические свойства нефти. Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 141, 1916.

- Голубятников Д. В. Буровые воды нефтяных месторождений Бакинского района. «Нефт. и сланц. хоз-во», № 7—8, 1922.
- Гонимовская Г. А. Особенности формирования фумарольных терм Южной Камчатки. ДАН СССР, т. 113, № 1, 1957.
- Губкин И. М. К вопросу о генезисе нефтяных месторождений Северного Кавказа. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. IV, 1937.
- Гуляева Л. А. Бор грязевых вулканов. В кн. Результаты исслед. гряз. вулк. Крымско-Кавказской геол. провинции. Изд. АН СССР, М. — Л., 1939.
- Гуляева Л. А. Распространение бора в водах Азербайджанских нефтяных месторождений и его корреляционное значение. ДАН СССР, т. 35, № 3, 1942.
- Гуляева Л. А. О содержании бора в современных морских илах. ДАН СССР, нов. сер., т. 60, № 5, 1948.
- Гуляева Л. А. Йод в осадочных породах девона. ДАН СССР, 80, № 5, 1951.
- Гуляева Л. А. «Микроэлементы» нефти и битумов перми и карбона Урало-Поволжья. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 3, 1954.
- Гураи Ф. Г. О солености юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.
- Гуревич М. С. Газогидрохимическая зональность подземных вод Зауралья. Тезисы докладов конференции по химической географии вод. Молотов, Гос. ун-т им. А. М. Горького, 1947.
- Гуревич М. С. Парагенезис подземных вод и газов Зауралья и других областей СССР (диссертация). Фонды ВСЕГЕИ, 1947.
- Гуревич М. С. Парагенезис подземных вод и природных газов. Тр. ЛГГП им. Саваренского, т. 3, изд. АН СССР, 1948.
- Гуревич М. С. Оценка газонефтеносности Камышловского района по составу и газовому режиму подземных вод. Фонды ВСЕГЕИ, 1949.
- Гуревич М. С. Гидрогеологические условия и газонефтеносность южной части Западно-Сибирской низменности. Фонды ВСЕГЕИ, 1950.
- Гуревич М. С. Нефтепоисковые гидрогеологические исследования в Челябинской и северной части Тургайской впадин. Фонды ВСЕГЕИ, 1953.
- Гуревич М. С. Перспективы газонефтеносности Зауралья по данным изучения подземных вод и растворенных газов. Матер. по геол. месторожд. полезных ископаемых Советского Союза. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, Гостоптехиздат, 1953.
- Гуревич М. С. Материалы по нефтепоисковой гидрогеологии южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 1, Гостеолиздат, 1954.
- Гуревич М. С. К методике гидрогеологического опробования нефтепоисковых и опорных скважин. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 18, Гостоптехиздат, 1956.
- Гуревич М. С. Принципы комплексного нефтепоискового изучения подземных вод. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 18, 1956.
- Гуревич М. С., Петрова Н. А. Подземные воды Западно-Сибирской низменности. Объясн. зап. к гидрохим. карте СССР в масштабе 1 : 5 000 000 под ред. И. К. Зайцева. Гостеолиздат, 1958.
- Данилова В. В. К содержанию фтора в породах. Тр. Биогеохим. лаб. (Ин-т геохим. и аналит. хим. им. Вернадского), т. 9, 1949.
- Дацко В. Т. Основные вопросы по изучению органического вещества в природных водах. Гидрохим. матер. (Гидрохим. ин-т АН СССР), т. 26, 1957.
- Дзенс-Литовский А. И. Йод и бром в рапе минерализованных озер, в природных рассолах и нефтяных водах. ДАН СССР, нов. сер., т. 45, № 2, 1944.
- Дзенс-Литовский А. И. Происхождение, формирование и миграция природных рассолов и вод соляных месторождений СССР, ДАН СССР, нов. сер., т. 46, 1945.
- Дзенс-Литовский А. И. Геолого-географические условия формирования и разрушения соляных месторождений. ДАН СССР, т. 6, № 8, 1947.
- Дзенс-Литовский А. И., Толстихин Н. И. Краткая пояснительная записка к схематической карте природных минеральных вод СССР. Гостеолиздат, 1946.
- Добжанская М. А. К вопросу о распределении бора в морях. Тр. Севаст. биол. станции АН СССР, т. 7, М. — Л., 1949.
- Дуров С. А. Связь между поверхностными сульфатными водами и глубинными щелочными водами. ДАН СССР, т. 77, № 4, 1951.
- Дутова Е. Н. О бактериях, разрушающих нафтеновые кислоты, и их распространении в подземных водах. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 18, 1956.
- Евдокимов В. А. Влияние радиоактивной воды на состав газа и нефти в природных условиях. «Геология нефти», № 2, 1957.
- Еременко Н. А. Химический состав пластовых вод как показатель условий их формирования. «Нефт. хоз-во», № 10, 1955.

- Жабров Д. В., Хацкевич Н. И. Об оценке нефтеносности по гидрохимическим показателям. «Азерб. нефт. хоз-во», № 8, 1950.
- Жабров Д. В., Хацкевич Н. И. О формировании вод нефтяных месторождений. «Нефт. хоз-во», № 12, 1951.
- Жданов М. А., Карцев А. А. Нефтепромысловая геология и гидрогеология. Гостоптехиздат, 1958.
- Задов Л. П., Вайнбаум С. Я. Цветность пород как нефтепоисковый признак. «Нефт. хоз-во», № 8, 1952.
- Зайцев И. К. К вопросу формирования подземных рассолов. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4, Гостеолтехиздат, 1956.
- Зайцев И. К. Подземные воды Иркутского амфитеатра как полезное ископаемое и как поисковый критерий. «Сов. геол.», № 10, 1958.
- Зайцев И. К., Гуревич М. С., Белякова Е. Е. Гидрохимическая карта Сибири и Дальнего Востока. Гостеолтехиздат, 1956.
- Зарудский Л. М. О содержании йода, брома и солей нефтяных кислот в бакинских буровых водах. Тр. 1 совещ. химиков ГГРУ, М. — Л., 1931.
- Зарудский Л. М. Характеристика и пути использования источников брома и йода Туркмении. В кн. Пробл. Туркмении. Тр. Первой конф. по изуч. производств. сил Туркм. ССР, 1, Л., 1934.
- Зеленова А. И. Содержание йода в почвах нефтеносных районов Азербайджанской ССР. В кн. Почвенно-геохим. методы поисков нефт. месторожд., М., 1953.
- Зуев А. В. О значении вод зоны свободного водообмена для поисков нефтегазовых месторождений (на примере одного из районов Второго Баку). Информ. сб. ВСЕГЕИ, Гостеолтехиздат, № 4, 1956.
- Иванов А. П. К химизму вод нефтяных месторождений Второго Баку. «Восточная нефть», № 10—11, 1940.
- Иванов В. В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир. «Геохимия», № 1, 1957.
- Иващенко Я. Г., Падалка Е. А. Минеральные йодо-бромные воды Южного Дагестана. В кн. Природн. ресурсы Даг. АССР, 1, М. — Л., 1935.
- Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН СССР, т. 45, № 3, 1944.
- Игнатович Н. К. О гидрогеологической классификации геоструктурных элементов. ДАН СССР, т. 49, № 4, 1945.
- Игнатович Н. К. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей. ДАН СССР, т. 46, № 5, 1945.
- Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. «Сов. геол.», № 6, 1945.
- Игнатович Н. К. Гидрогеология Русской платформы. Гостеол-издат, 1948.
- Ильина Е. В. Гидрогеология Якутского артезианского бассейна. Матер. по геол. и нефтеносн. Якутской АССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 130, 1959.
- Иткина Е. С. Распространение калия в водах грязевых вулканов и нефтяных месторождений Кавказа. В кн. Результаты исслед. грязевых вулканов Крымско-Кавказск. геол. провинции. Изд. АН СССР, М. — Л., 1939.
- Иткина Е. С. Распространение йода и брома в отложениях угленосного горизонта Саратовского Поволжья. ДАН СССР, 101, № 3, 1955.
- Иткина Е. С. Распространение йода и брома в отложениях верейского горизонта Саратовского Поволжья, ДАН СССР, 107, № 4, 1956.
- Иткина Е. С. Йод и бром в палеозойских отложениях некоторых нефтеносных районов Второго Баку. Тр. Ин-та нефти (АН СССР), т. 9, 1958.
- Кавеев М. С. К вопросу поисков нефти гидрохимическими методами. ДАН СССР, нов. сер., т. 61, № 2, 1948.
- Кавеев М. С. Специфические особенности состава подземных вод продуктивной толщи девона и условия их формирования (доклад на Всесоюз. дискус. по формиров. состава природн. вод. Май, 1953 г.). Гидрохим. матер. Гидрохим. ин-та АН СССР, т. 24, 1955.
- Кавеев М. С., Васильев Б. Б. Гидрогеология нефтяных месторождений девонских отложений юго-востока Татарии. Нефтеносность Урало-Волжской области. Тр. совещания по проблеме нефтегазоносности Урало-Поволжья. Изд. АН СССР, 1956.
- Кавтарадзе Г. И. Распространение йода в водах нефтяного месторождения Норю. «Азерб. нефт. хоз-во», № 9, 1947.
- Казмина Т. И. Геохимические исследования вод и пород нефтяных месторождений. В кн. 30 лет. Итоги научн. деят. ВНИГРИ, 1917—1947, 1948.

- Казмина Т. И. Бор-хлорный коэффициент в водах нефтяных месторождений. ДАН СССР, т. 77, № 2, 1951.
- Казмина Т. И. Девонские воды востока Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 57, 1951.
- Калинин Н. А., Савченко В. П., Васильев Б. В. К итогам совещания по геохимическим методам поисков нефти и газа. «Нефт. хоз-во», № 7, 1955.
- Капелюшников М. А., Жузе Т. П., Закс С. Л. Физическое состояние нефти, газа и воды в условиях нефтяного пласта. Изд. АН СССР, отд. техн. наук, № 11, 1952.
- Карасев М. С. Процессы образования нефти и формирования залежей нефти и подземных вод нефтеносных районов. «Нефт. хоз-во», № 1, 1952.
- Карасев М. С. О возможности поисков нефтяных залежей по гидрохимическим показателям. «Нефт. хоз-во», № 3, 1952.
- Каргер М. И., Чапыжников А. В. Содержание йода в водах. В кн. Тр. Биогеохим. лаб., 7, М.—Л., 1944.
- Карцев А. А. Классификация гидрогеологических показателей при оценке перспектив нефтегазоносности. В кн. Тр. МНИ им. И. М. Губкина, вып. 22, М., 1958, стр. 91—98.
- Карцев А. А., Табасаранский З. А., Суббота М. И., Могилевский Г. А. Геохимические методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1954.
- Карцев А. А., Холодов В. Н. К геохимии ферганских нефтяных месторождений. «Нефт. хоз-во», № 6, 1954.
- Каштанов С. Г. Материалы по палеогидрогеологии центральной части Волжско-Камского края. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 112, кн. 8. Геология, вып. 20, 1952.
- Каштанов С. Г. К вопросу о формировании подземных вод Татарского свода. ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.
- Клубов В. А. О путях развития газосъемочного метода поисков нефти. «Нефт. хоз-во», № 5, 1954.
- Ковда В. А., Славин П. С. Почвенно-геохимические показатели нефтеносности недр. Изд. АН СССР, М., 1951.
- Козлов А. Л. Подземное окисление углеводородов. Тр. Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.
- Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. Гостоптехиздат, М.—Л., 1950.
- Козлов А. Л. Геосинклинали и нефтегазоносность краевых частей платформ. «Нефт. хоз-во», № 3, 4, 1955.
- Козлов А. Л., Корценштейн В. Н., Савченко В. П. О значении и методике изучения напоров подземных вод. «Нефт. хоз-во», № 10, 1954.
- Колесник З. А. Микрофлора вод и нефтей Второго Баку. Об условиях образования нефти (по материалам Волго-Уральской области). Сб. статей под ред. З. Л. Маймин. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 82, Гостоптехиздат, Л., 1955.
- Комлев Л. В. К вопросу о содержании радия в буровых водах Ново-Грозненского района. ДАН СССР, А, № 7, 1931.
- Комлев Л. В. К вопросу о происхождении радия в пластовых водах нефтяных месторождений. Тр. Гос. радиового ин-та, II, 1933.
- Комлев Л. В., Мятелкин П., Савченко В. П. Радиометрическое обследование пластовых вод нефтяных месторождений Дагестана, Кубани и Азербайджана (отчет по экспедиции 1931 г.). Тр. Гос. радиового ин-та, вып. II, 1933.
- Коновалов Т. С. К изучению микроэлементов в природных водах. Гидрохим. матер. Гидрохим. ин-та АН СССР, т. 26, 1957.
- Корренс К. У. «Геохимия галогенов». Физика и химия земли. Сб. статей. Перевод с англ., 1958.
- Косыгин А. И. Случай ясно выраженной зависимости между залежами углеводородных газов и месторождениями самородной серы. «Природа», № 9, 1934.
- Косыгин А. И. Воды грязевых вулканов Западной Туркмении. Изв. АН СССР, 1935.
- Косыгин А. И. Условия необычно высокого содержания йода и брома в природных растворах. «Природа», № 1, 1935.
- Косыгин Ю. А. Геологические прогнозы (О закономерностях размещения полезных ископаемых) «Наука и жизнь», № 2, 1957.
- Кравчинский З. Я. Йодобромные воды Челекена. Изв. АН Туркм. ССР, № 5, 1957.

Крамаренко Л. Е. Состав и распределение микроорганизмов в подземных водах и их поисковое значение. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 18, 1956.

Красников В. И. Задачи и методы геохимических поисков. «Сов. геол.», сб. 49, 1955.

Красников В. И. Итоги Всесоюзного совещания по геохимическим методам поисков рудных месторождений. «Разведка и охрана недр», № 7, 1956.

Кротова В. А. Значение гидрохимических показателей для изучения нефтеносных структур Второго Баку. Геол. сб. (доклады и статьи), III (VI), ВНИГРИ, НИТО нефтяников, Гостоптехиздат, Л.—М., 1955.

Кротова В. А. К вопросу о роли гипсово-ангидритовой толщи кунгура в формировании химического состава подземных вод и сохранении нефтяных залежей Второго Баку. Геол. сб. (доклады и статьи), III (VI), ВНИГРИ, НИТО нефтяников, Гостоптехиздат, Л.—М., 1955.

Кротова В. А. Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология. Гостоптехиздат, 1956.

Кротова В. А. Некоторые общие закономерности химизма подземных вод палеозоя Волго-Уральской нефтеносной провинции. Геол. сб., № 2, Тр. ВНИГРИ, вып. 95, Гостоптехиздат, 1956.

Кротова В. А. Роль гидрогеологических факторов в образовании, сохранении и разрушении нефтяных залежей. Гостоптехиздат, 1957.

Кротова В. А. Йодо-бромные рассолы Волго-Уральской нефтеносной области. Геол. сб. № 3, Тр. ВНИГРИ, 1958.

Кротова В. А. Условия формирования хлоркальциевых вод и задачи их дальнейшего изучения в связи с поисками нефти в Сибири. «Геология нефти», № 6, 1958.

Кругликов Н. М. Гидрогеология северо-запада Западной Сибири. Фонды ВНИГРИ, 1955.

Круглякова Г. А. Очерк глубинной структуры и перспективы поисков газа в центральных районах Русской платформы. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, вып. 8, 1948.

Куканов В. М. Гидрогеологические закономерности как фактор в установлении и изучении глубинных нефтеносных структур. «Сов. геол.», № 4, 1945.

Кузнецов А. В. О теоретических основах поисков нефти и газа на Русской платформе. «Нефт. хоз-во», № 9, 1952.

Кунашева К. Г. Содержание Ra и Th в илах Баренцова моря. Тр. Биогеохим. лаб., т. VII, 1944.

Курбатов Л. М. Радиоактивность источников и буровых вод Нефтедага и Челекена. ДАН СССР, А., № 7, 1931.

Курбатов Л. М., Ермолаев М. М. К вопросу о радиоактивности и химическом составе грунтов Карского моря. Пробл. Арктики, № 2, 1937.

Курман И. М. О поисковых предпосылках для некоторых типов месторождений борного сырья. Бюлл. научн. техн. информации, № 4 (16), 1958.

Курнаков Н. С., Лепешков И. Н. Индерские озера как представитель нового типа хлоркальциевых соляных озер. Бор и калий в Западном Казахстане. Изд. АН СССР. Казахская база, вып. 8, 1935.

Курнаков Н. С. и др. Минеральные соли и соляные озера Урало-Эмбенской области. В кн. Большая Эмба, т. 1, М.—Л., 1937.

Кучин М. И. Бром. В кн. Полезн. ископ. Зап. Сиб. края, II, Новосибирск, 1934.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 1, ОНТИ, 1934.

Линдтроп Н. Т. Классификация буровых вод Грозненского района. «Грозн. нефт. хоз-во», № 7/9, 1922.

Линдтроп Н. Т. Буровые воды Новогрозненского района. «Нефт. и сланц. хоз-во», № 6, 1925.

Линдтроп Н. Т. Гидрогеологические факторы в формировании нефтяных залежей девона Второго Баку. Фонды ВНИГРИ, 1951.

Линдтроп Н. Т. Роль воды в формировании и разрушении нефтяных залежей. В кн. Памяти академика И. М. Губкина, изд. АН СССР, М., 1951.

Личков Б. Л. Изучение подземных вод и задачи единой гидрометслужбы. Изд. Гос. гидрологического ин-та, вып. 35, 1931.

Личков Б. Л. Основные черты классификации подземных вод. Исследования подземных вод, вып. 2, ГГИ, 1932.

Личков Б. Л. Гидрология и гидрогеология. Исследования подземных вод СССР, вып. IV, ГГИ, 1933.

- Лобов В. А., Зайдельсон М. И. О гидрохимических исследованиях в связи с оценкой перспектив нефтеносности. Сб. научн. трудов (Куйбышевский индустриальный ин-т), вып. 7, Нефть и геология, 1958.
- Люткевич Е. М. (соавтор и редактор), Гаврилов В. П., Заба-луев В. В., Ильина Е. В., Ильин А. Ф. и др. Геологическое строение, нефтегазоносность и перспективный план геологоразведочных работ на нефть в Якутской АССР. Фонды ВНИГРИ, 1957.
- Люткевич Е. М., Ильин А. Ф., Неручев С. Г. и др. Материалы по геологии и нефтеносности Якутской АССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 130, 1959.
- Люткевич Е. М., Фрухт Д. Л. О вероятном нахождении погребенного кряжа фундамента платформы в Горьковской области. ДАН СССР, т. 95, № 2, 1954.
- Максимова С. Н. Органические галоидные соединения и их возможная роль в генезисе природных битумов. В кн. Очередные проблемы происх. и хим. природы битуминозных образований. Изд. АН СССР, 1939.
- Максимович Г. А. Йод и бром в буровых водах Грозненского района. «Грозн. нефтяник», т. 2, № 1/2, 1932.
- Максимович Г. А. Перспективы добычи йода и брома из буровых вод Грозненских нефтяных районов. «Минеральное сырье», № 5, 1933.
- Малышек В. Т. Буровые воды Нефте-Чала и возможность их комплексного использования с целью получения йода, брома и различных солей. «Азерб. нефт. хоз-во», № 9/10, 1931.
- Малышек В. Т. Геохимические признаки промышленных залежей нефти. Тр. XVII Сессии Межд. Геол. Конгр., т. 4, М., 1937.
- Малышек В. Т. Воды нефтяных месторождений Азербайджана как сырьевая база для развития химической промышленности. В кн. Тр. первой геол. конф. Азерб. ССР. Баку, 1939.
- Малыров К. Л. Химический состав буровых вод Грозненского района. Тр. ГИНИ, вып. 5, 1929.
- Малыров К. Л. Воды нефтяных месторождений. ОНТИ, 1934.
- Мелик-Пашаев В. С. Окислительные процессы и увеличение удельного веса нефти в приконтурной зоне нефтяных залежей. «Нефт. хоз-во», № 9, 1955.
- Миропольский Л. М. Первичная и вторичная минерализация в пермских отложениях Татарии. Уч. зап. Казанск. гос. ун-та, т. 112, кн. 2, 1952.
- Митгарц Б. Б. Нефтепоисковое значение состава подземных вод по данным исследований в Фергане. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 18, 1956.
- Михайлова Н. А. О новых следах вулканической деятельности в девоне Волго-Уральской области. ДАН СССР, т. 120, № 2, 1958.
- Могилевский Г. А. Микробиологический метод поисков газовых и нефтяных залежей. «Нефт. хоз-во», № 10, 1954.
- Муликовская Е. П. Поведение нафтеновых кислот в природных водах различного состава. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 18, 1956.
- Набоко С. И. Случай газового фторметасоматоза при активном вулканизме. Лаборатория вулканологии АН СССР, «Геохимия», № 5, 1957.
- Намиот А. Ю. Различия свойств нефти в пределах нефтеносной залежи. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 3, 1954.
- Никитин Б. А. Содержание радия в буровых водах нефтепромыслов Ферганской области. ДАН СССР, № 1, 1932.
- Никитин Б. А., Комлев Л. В. Содержание радия в буровых водах Бакинского района и Дагестанской АССР. Тр. Радиев. ин-та, вып. 1, 1930.
- Николаев В. М. Химические поисковые признаки и метод физической разведки соляных месторождений. ДАН СССР, XV, 8, 1937.
- Овчинников А. М. Основные принципы применения гидрогеологических критериев к поискам месторождений полезных ископаемых. Вopr. теорет. и прикл. геологии, сб. 2, 1947.
- Овчинников А. М. Гидрогеологическое картирование в комплексе геологопоисковых и разведочных работ. «Сов. геол.», сб. 42, 1955.
- Овчинников А. М. Гидрогеологические условия гидротермальных процессов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32(5), 1957.
- Озолин Б. В. Обобщение данных по гидрохимии палеозойских отложений Башкирии и гидрохимическая характеристика палеозоя разведочных промысловых площадей Башкирии. Фонды УфНИИ, 1956.
- Озолин Б. В., Шустеф Н. Д. Гидрогеохимическая характеристика разведочных и промысловых площадей Башкирии. Фонды ВНИГРИ, 1954.
- Озолин Б. В., Лерман Б. И., Шустеф Н. Д. Гидрогеохимическая характеристика промысловых и разведочных площадей Башкирии. Фонды ВНИГРИ, 1955.

- О л е н и н В. Б., Нефть и газ в Западной Канаде. Новости нефтяной техники. «Геология», № 3, 1956.
- О п а л е в А. Ф. О значении гидрогеологического фактора для оценки структур Урало-Волжской нефтяной провинции. «Сов. геол.», № 13, 1947.
- О р л о в а Л. М. Гидрогеологические критерии поисков месторождений полезных ископаемых. В сб. Матер. совещ. геол. Восточн. Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ, Чита, 1956.
- П а л е й П. Н. О генезисе глубинных рассолов. Тр. лаб. гидрогеол. проблем, т. III, 1948.
- П а р х о м е н к о В. Е. Д. И. Менделеев и русское нефтяное дело. Изв. АН СССР, 1957.
- П е р е л ь м а н А. И. Геохимические методы поисков рудных месторождений. «Природа», № 8, 1956.
- П е т р о в Н. П. К вопросу о парагенезисе серы и нефти. Зап. Узбек. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 10, 1956.
- П е ч н и к о в В. Новое месторождение нефти в Башкирии. Бюлл. научно-техн. информ., № 48, 1956.
- П о л я к о в а М. Н. К вопросу о геохимии йода подземных вод степного Крыма. «Геохимия», № 4, изд. АН СССР, 1956.
- П о п о в С. П. Распространение бора в земной коре, Большая Эмба. Изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
- П о п о в А. А., Ч е р д ы н ц е в В. В. Радиоактивность воды нефтяных месторождений Западной Туркмении. В кн. Пробл. Туркм., Тр. Первой конф. по изучен. производ. сил Туркм. ССР, 1, Л., 1934.
- П о р ф и р ь е в В. Б. Йодо-бромные месторождения Туркмении и их хозяйственное значение. Изд. Советск. Азия, М., 1933.
- П о р ф и р ь е в В. Б. Йодо-бромные воды Туркмении. «Соц. хоз-во Туркм.», № 2—3, 1934.
- П о р ф и р ь е в В. Б., Г р и н б е р г И. В. О роли воды в процессах преобразования органического вещества в ископаемом состоянии. Геол. сб. Львовского геол. об-ва, № 4, 1957.
- П о т ы л и ц ы н А. Состав вод, сопровождающих нефть и выбрасываемых грязевыми вулканами. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, т. 14, вып. 7, 1882; вып. 3, 1883; вып. 6, 1883.
- П р е д и т А. Т. Исследование воды в роли спутника нефти и углеводородных газов. Тр. Бак. отд. Русск. техн. об-ва, ноябрь — декабрь, 1906.
- П р и т у л а Ю. А., Т ы ч и н о Н. Я., К а л а ч е в а В. Н. Сравнительный анализ тектонических структур Присаянья в связи с оценкой перспектив их нефтеносности. Фонды ВНИГРИ, 1955.
- П р и т у л а Ю. А. Волго-Уральская область. Нефтеносность. Гостехиздат, 1957.
- П у с т о в а л о в Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, «О вторичных изменениях осадочных пород», сб. статей, 1956.
- П ь я н к о в Н. А. Физико-химическая характеристика нефтей и нефтяных газов Молотовского Прикамья и закономерности изменений их свойств. Автореф. диссерт. на соискание уч. степени кандидата химич. наук. Пермь, Гос. ун-т им. А. М. Горького, 1957.
- Р а в и к о в и ч Е. А. Закономерность изменения солевого состава вод, нефтей и газов в Ферганских нефтяных месторождениях. «Нефт. хоз-во», № 4, 1955.
- Р а в и к о в и ч Е. А. К вопросу формирования подземных вод гидрокарбонатно-натриевого типа (на примере Ферганской депрессии). «Геолог. нефти», № 4, 1957.
- Р а в и к о в и ч Е. А. Новые гидрохимические нефтепоисковые показатели (на примере Ферганской котловины). «Азерб. нефт. хоз-во», № 2, 1957.
- Р а д ч е н к о О. А. Современные представления о генезисе нефти и процессах ее преобразования и разрушения. Сб. памяти И. М. Губкина, изд. АН СССР, 1951.
- Р е й н ф е л ь д Э. А. Микробиологическое исследование фонтанной нефти и воды, ее сопровождающей. Тр. Азерб. нефт. ин-та, вып. 21, геол. отд., 1939.
- Р е й с н е р В. Обследование буровых вод на содержание нефтяных кислот. «Азерб. нефт. хоз-во», № 11—12, 1931.
- Р о д ж е р с Ж. Химические соотношения вод нефтяных месторождений. Изд. «Нефт. и сланцев. хозяйства», 1924.
- Р о з е н Б. Я. О накоплении и распределении йода и брома в соляных озерах и в нефтяных (буровых) водах. Украинский хим. журн., 19, № 46, 1953.
- Р о н о в А. Б. Гидрогеологические условия устойчивости газовых и нефтяных месторождений Поволжья. ДАН СССР, нов. сер., т. 49, № 3, 1945.

- Ронов А. Б., Горшкова К. В., Корзина Г. А., Ратынский В. М. Йод в девонских осадочных породах Туймазинского нефтеносного района. ДАН СССР, т. 105, № 2, 1955.
- Ростовцев Н. Н. К методике поисков газа и нефти в платформенных областях. «Разведка недр», № 2, 1950.
- Ростовцев Н. Н., Панова В. Г. Методические указания для производства некоторых расчетов при обработке результатов анализов химического состава природных газов. Матер. ВСЕГЕИ, вып. 18, 1956.
- Рыбаков Ф. Ф. Роль тектонической трещиноватости в нефтяной геологии. «Нефт. хоз-во», № 1, 1955.
- Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия. Сб. Природные газы, № 9, ОНТИ, 1935.
- Савченко В. П. Законы, управляющие системой жидкость + газы, и их приложение для выяснения генезиса природных газов. Сб. Природные газы, № 11, ОНТИ, 1936.
- Савченко В. П. Инструкция по исследованию газоносности подземных вод при глубоком роторном бурении. Гостеолиздат, 1941.
- Савченко В. П. Вопросы формирования нефтяных и газовых залежей. «Нефт. хоз-во», № 5, 1952.
- Савченко В. П. Условия всплывания нефтей и газа в водонасыщенных породах при различных напорах воды. М., 1954.
- Савченко П. С. Йодная карта УССР. ДАН СССР, 108, № 5, 1956.
- Самарцева А. Г. Содержание радиоэлементов в пластовых водах среднеазиатских нефтяных месторождений. В кн. Тр. Гос. радиового ин-та, т. III, Л., 1937.
- Сауков А. А., Перельман А. И. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых (Доклад на съезде Всес. минералог. об-ва 23 ноября 1956 г.). Зап. Всес. минерал. об-ва, т. 86, вып. 2, 1957.
- Свешникова В. Н. К вопросу об образовании хлористого кальция в природных рассолах. ДАН СССР, нов. сер., т. 79, № 3, 1951.
- Селиванов Л. С. К геохимии и биогеохимии брома. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, т. V, 1939; т. VII, 1944.
- Селиванов Л. С. Геохимия и биогеохимия рассеянного брома. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, т. VIII, изд. АН СССР, 1946.
- Селиванов Л. С. К геохимии рассеянного брома. Тр. Биогеохим. лаб. АН СССР, вып. 8, 1946.
- Селиванов Л. С. О происхождении хлора и брома в соляной массе океана. Бюлл. вулканол. станции на Камчатке, № 11, изд. АН СССР, М.—Л., 1947.
- Силин-Бекчурин А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах Камы и Волги. «Сов. геол.», № 4, 1941.
- Силин-Бекчурин А. И. О влиянии колебательных движений земной коры в районе Урало-Волжской впадины на условия формирования подземного стока и нефтяных залежей. Тр. ЛГГП АН СССР им. Саваренского, т. 1, изд. АН СССР, 1948.
- Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. Тр. ЛГГП им. Саваренского, т. IV, изд. АН СССР, 1949.
- Силин-Бекчурин А. И. Гидрохимическая зональность подземных вод Прикаспийской синеклизы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Скробов А. А. Минеральные йодные воды района города Архангельска. «Разведка недр», № 12, 1937.
- Смирнов И. Д. Исследование вод буровых скважин Куйбышевской области на содержание брома и йода. Журн. хим. промышленности, IX, т. 14, № 17/18, 1937.
- Смирнов А. А. К вопросу о роли подземных вод в формировании, сохранении и разрушении залежей газов преимущественно углеводородного, гелиево-азотного, азотного и углекислого состава. Вопросы гидрогеолог. и инж. геол., сб. 14, 1956.
- Соколов В. А. Газовая съемка как метод поисков нефтяных месторождений. Информ. сб. НГРИ, ОНТИ, 1933.
- Соколов В. А. Прямые геохимические методы поисков нефти. Гостоптехиздат, 1947.
- Спутник полевого геолога-нефтяника, т. 2, Ленгостоптехиздат, 1954.
- Страхов Н. М., Борнеман-Старынкевич И. Д. О стронции, боре и бrome в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. В кн. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.
- Суббота М. И. К вопросу об изучении растворенных в воде газов при поисках нефти. «Азерб. нефт. хоз-во», № 12, 1948.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений СССР. ОНТИ, 1935.

- Сулин В. А. Задачи и некоторые итоги гидрогеологического и геохимического изучения грязевых вулканов Крымско-Кавказской провинции. В кн. «Результаты исслед. грязевых вулканов Крымско-Кавказской геол. провинции». М.—Л., 1939.
- Сулин В. А. Геохимические методы поисков нефти. Тр. Моск. нефт. ин-та им. И. М. Губкина, вып. 3, М.—Л., 1945.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, М.—Л., 1946.
- Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, М.—Л., 1948.
- Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности вод нефтяных месторождений. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
- Сулин В. А., Варов А. А. Нефтяные месторождения рифовых фаций. «Нефт. хоз-во», № 11, 12, 1932; № 1, 1933.
- Сулин В. А., Варов А. А. О методике изучения вод нефтяных месторождений. «Нефт. хоз-во», № 7, 1934.
- Сулин В. А., Гогитидзе К. Д., Блинков М. И., Варов А. А., Гуляева Л. А. Материалы по геологии, гидрологии и разведочным работам Верхне-Чусовского района Уральской области. Нефтеиздат, 1933.
- Султанов Б. И. Изменение химического состава вод нефтяных месторождений под воздействием газа и нефти. Азнефтеиздат, 1936.
- Султанов Б. И. Комплексный метод характеристики вод нефтяных месторождений по химическому составу. «Азерб. нефт. хоз-во», № 7, 1953.
- Сухарев Г. М. Воды нефтяных и газовых месторождений Восточного Предкавказья. Грозный, обл. изд-во, 1946.
- Сухарев Г. М. Поиски нефтяных месторождений в связи с гидрогеологическими условиями Восточного Предкавказья. «Азерб. нефт. хоз-во», № 7—8, 1946.
- Сухарев Г. М. Температурные условия в третичных отложениях Затеречной равнины как показатель возможной ее нефтегазоносности. «Нефт. хоз-во», № 10, 1948.
- Сухарев Г. М. Оценка перспектив нефтеносности по гидрохимическим и температурным показателям. ДАН СССР, № 77, № 4, 1951.
- Сухарев Г. М. Газовый состав подземных вод мезозойских отложений Восточного Предкавказья и нижней Волги. Тр. Грозн. нефт. ин-та, сб. 13, 1954.
- Сухарев Г. М. Основы нефтепромысловой гидрогеологии. Гостоптехиздат, 1956.
- Татеева Н. В. Геохимические исследования соляных куполов Эмбы. «Большая Эмба», изд. АН СССР, М.—Л., 1937.
- Татеева Н. В. Фтор и бор в природных водах и их связь с нефтяными месторождениями. ДАН СССР, т. 34, № 4—5, 1942.
- Татеева Н. В. Геохимия бора и фтора. «Природа», № 6, 1943.
- Татеева Н. В. О некоторых геохимических типах подземных вод. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
- Татеева Н. В., Старик Ф. Е. Содержание радия в нефтяных водах о. Челекена. ДАН СССР, А. № 7, 1931.
- Татеева Н. В., Цейтлин С. Г., Морозова А. И. О содержании бора в природных водах. ДАН СССР, т. III, № 5, 1934.
- Татеева Н. В., Тихомирова М. М. К геохимии природных вод хлоридного магниевого натриевого типа. ДАН СССР, 96, № 1, 1954.
- Таиров Н. Д. К вопросу влияния качества нефтей на поверхностные свойства пород нефтяных коллекторов. «Азерб. нефт. хоз-во», № 12, 1957.
- Тамразян Г. П. К вопросу об изменении химического состава вод продуктивной толщи Апшеронской нефтеносной области. Изв. АН Азерб. ССР, № 1, 1954.
- Тамразян Г. П. Гидрохимические показатели нефтеносности майкопской свиты Азербайджана. «Азерб. нефт. хоз-во», № 9, 1956.
- Таусон В. О. О бактериальном окислении нефтей. «Нефт. хоз-во», № 2, 1928.
- Таусон В. О. Восстановление сульфатов бактериями в присутствии углеводородов. Микробиология, т. 1, вып. 3, 1932.
- Таусон В. О. Разрушение микроорганизмами химически устойчивых соединений. «Микробиология», № 1, 1932.
- Теодорович Г. И. Сера как поисковый признак на нефть. ДАН СССР, т. 34, № 4, 5, 1942.
- Тимергазин К. Р. Диабазовая формация платформенной области Башкирии. В кн. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 2, Уфа, 1959.
- Ткачук В. Г. О задачах и методах гидрогеологических исследований на различных стадиях поисков и эксплуатации нефтяных месторождений. ДАН УССР, № 5, 1951.

- Толстихин Н. И. Гидрогеологические провинции минеральных вод Советского Союза. Изд. Гос. геогр. об-ва, № 6, 1938.
- Толстихин Н. И. К вопросу о распределении минеральных вод СССР. Тр. ЛГГП им. Саваренского, т. III, изд. АН СССР, 1948.
- Толстихин О. Н. Основные вопросы формирования подземных вод юго-восточной Камчатки и Курильских островов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералог. наук, ВСЕГЕИ, Л., т. 16, 1958.
- Толстихин Н. И., Гуревич М. С., Любомиров Б. Н., Торгованова В. Б. Гидрогеология. Спутник полевого геолога-нефтяника. Изд. 2, испр. и доп., т. II, под общей ред. Н. Б. Вассоевича. Гостоптехиздат, 1954.
- Толстихин Н. И., Гуревич М. С., Зайцев И. К. Основные вопросы формирования гидрохимических поясов и зон артезианских бассейнов СССР. Совещание по вопросам форми- подземн. вод (тезисы докладов), 1955; Тр. ЛГГП им. Саваренского, т. XVI, 1958.
- Торгованова В. Б. Гидрогеология разведочных площадей Западной Сибири (треста «Тюменьнефтегеология»). Фонды ВНИГРИ, 1955.
- Тригубов А. В., Успенская Н. Ю. Грязевой вулканизм и его связь с нефтеносностью на примере Керченского полуострова. В сб. Седьмой научн. техн. конф. 1952 года Научного студенческого общества Московского нефт. ин-та, М.—Л., 1953.
- Трофимук А. А. Где и как искать нефть в Башкирии. «Вост. нефть», № 5—6, 1940.
- Трошихин Б. М., Ростовцев Н. Н. Некоторые теоретические вопросы и основные положения, касающиеся природных газов, растворенных в подземных водах. Фонды ВСЕГЕИ, 1938.
- Тычино Н. Я. Гидрогеология разведочных площадей на юге Сибирской платформы. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Тычино Н. Я. Некоторые данные по гидрогеологии нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Геология и геохимия (доклады и статьи), 2 (VIII), Гостоптехиздат, 1958.
- Уклонский А. С. Геохимическое значение параэлементов. Зап. Узбекист. отд. Всес. минер. об-ва, вып. 8, 1956.
- Ульянов А. В. К вопросу о научных основах перспективной оценки нефтегазовых областей. Тр. ин-та нефти АН СССР, т. 3, 1954.
- Успенский В. А., Бурцева Н. П., Инденбом Ф. Б. и др. Материалы к характеристике битуминологической изученности районов Сибири. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Успенский В. А., Радченко О. А. К вопросу генезиса типов нефтей. Гостоптехиздат, Л.—М., 1947.
- Успенский В. А., Инденбом Ф. Б. Волго-Уральская нефтеносная область. Геохимическая характеристика нефтей и других битумов. Гостоптехиздат, 1957.
- Успенский С. П. К вопросу о генезисе асфальтов и асфальтитов. Изд. АН СССР, М., 1954.
- Фейгельсон И. Б. и др. К гидрохимии соляных озер Урало-Эмбенского района и полуострова Мангышлак. «Развед. недр», № 2, 1937.
- Фейгельсон И. Б. Составление сводной карты прогноза газонефтеносности Саратовской области по гидрохимическим показателям. ВГФ, 1952.
- Фейгельсон И. Б. Составление сводной гидрохимической карты Саратовской области. ВГФ, 1955.
- Фейгельсон И. Б., Валяшко М. Г. и др. О распространении бора в соляных озерах Арало-Каспийского района. ДАН СССР, т. 22, № 5, 1939.
- Ферсман А. Е. О нефти и ее происхождении в Уральской области. «Природа», № 2, 1915.
- Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соляных толщ. Тр. ВНИИГ, т. 23, 1952.
- Фокеев В. М. О растворимости нефти и газов в воде. Тр. Моск. геологоразвед. ин-та, 29, 1956.
- Ханн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.
- Харичков К. В. О воде, сопровождающей нефть и нефтяные газы. Горнозаводской листок, Харьков, 1906.
- Харичков К. В. О составе соляной массы воды Грозненских нефтяных месторождений. «Нефт. дело», № 8, 1906.
- Харичков К. В. Об исследовании буровых вод. Сб. трудов Терского отдел. Русск. техн. об-ва, вып. 1, 1908.

- Харичков К. В. Определение нефтяных кислот в водах буровых скважин. «Нефт. дело», № 3, 1913.
- Хацкевич Н. И. Некоторые данные о характере вод мезозойских отложений Азербайджана. В кн. Вопросы геологии, геофизики и геохимии, вып. 4, Азнефтеиздат, 1956.
- Хацкевич Н. И., Мангасарова А. Г. Малые элементы в пластовых водах нефтеносных свит Азербайджана. В кн. Тр. АЗНИИ, вып. 4, Баку, 1956.
- Хельквист Г. А. Методы обработки химических анализов вод нефтяных месторождений. «Азерб. нефт. хоз-во», № 2, 1926.
- Хельквист Г. А. Условия формирования и критерии поисков залежей нефти и газа. «Нефт. хоз-во», № 5, 1956.
- Хитаров Н. И. Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях. ДАН СССР, т. 94, № 3, 1954.
- Цейтлин С. Г. Содержание бора в нефтяных водах. ДАН СССР, нов. сер., т. 1 (X), № 3 (80), 1936.
- Черепенников А. А. О возможности определения нефтеносности района по химическому составу природного газа. Сб. Природные газы, № 6, 1934.
- Черепенников А. А. Химические исследования природных газов и вод района Пижмы Печерской. Сб. Природные газы, № 9, 1935.
- Черепенников А. А. Руководство по опробованию и анализу природных газов. Гостоптехиздат, 1951.
- Черепенников А. А. О возможности определения нефтеносности по химическому составу природного газа. Сб. Природные газы, № 6, 1954.
- Черепенников А. А. Материалы к геохимическому изучению природных газов некоторых месторождений нефти Куйбышевской области и Татарской АССР. Об условиях образования нефти (по материалам Волго-Уральской области). Сб. статей под редакцией З. Л. Маймин. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 82, Гостоптехиздат, Л., 1955.
- Черепенников А. А., Шуфертов А. В., Трещина Н. И. Ленинградская область. Изучение газопроявлений в Ленинградской области и в смежных с ней районах Прибалтики. Фонды ВНИГРИ, 1946.
- Чирвинский П. Н. Палеогидрогеология. Отдельный оттиск из «Проблем сов. геологии», № 8, 1933.
- Шапиро М. Я. Определение брома в соляных растворах. В кн. Гидрохим. матер. т. 10., Ростов-на-Дону, 1938.
- Шарапов И. С., Яржемский Я. Я. К вопросам соленосности кембрия юго-восточной части Среднесибирской платформы. ОНТИ, Свердловск — М., 1938.
- Шинкаренко А. Л. О газовом составе и содержании микроэлементов в минеральных источниках района Кавказских минеральных вод. Тр. ЛГГП им. Саваренского (АН СССР, отд. геол.-геогр. наук), т. 3, 1948.
- Шустеф Н. Д. Об исчезновении сульфатов из вод девонских месторождений. «Нефт. хоз-во», № 12, 1954.
- Шуфертов А. В. Изучение газопроявлений и газоносности подземных вод палеозоя в северо-западной части Русской платформы. Фонды ВНИГРИ, 1949.
- Шуфертов А. В. Изучение газопроявлений и газоводоносности отложений палеозоя на территории Ярославской, Ивановской, Костромской, Горьковской, Кировской областей и Удмуртской АССР с целью установления газонефтеносности последних. Фонды ВНИГРИ, 1950.
- Щепетунин И. Ф. Бром в соляной толще Иркутского соленосного бассейна и в отходах солеваренного завода. «Проблемы сов. геологии», № 8, 1937.
- Щепотьева Е. С. Об условиях образования природных радиеносных вод. Тр. радиевого ин-та. Изд. АН СССР, 1957.
- Щербаков А. В. Геохимические критерии окислительно-восстановительных обстановок в подземной гидросфере. «Сов. геол.», сб. 56, 1956.
- Щербина В. В. Концентрация и рассеяние химических элементов в земной коре в результате окислительных и восстановительных процессов. ДАН СССР, нов. сер., т. 67, № 3, 1949.
- Щербина В. В. Современное состояние геохимии за рубежом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1954.
- Щербина В. В. Метод геохимических исследований за рубежом. Записки Всес. минерал. об-ва, ч. 86, вып. 2, 1957.
- Элисон М. М. Аппарат для извлечения растворенного газа из воды и бурового раствора. Завод. лабор., 21, № 3, 1955.
- Юркевич И. А. Восстановленность пород как показатель нефтегазонасности. «Нефт. хоз.», № 9, 1954.

- Яроцкий Л. А. Об условиях формирования крепких сероводородных вод Керченского полуострова. Тр. ЛГГП им. Саваренского (АН СССР, отд. геол-геогр. наук), т. 3, 1948.
- Ясенов Б. П. О геохимических методах поисков нефти и газа. «Нефт. хоз-во», № 8, 1956.
- Ясенов Б. П., Туркельтауб Н. М., Суббота М. И. О путях совершенствования геохимических методов поисков нефти. «Нефт. хоз-во», № 3, 1954.
- Баескер P. Hydrochemie und Tektonik. Gas und Wasser fach, 94, N 14, 1953.
- Behne W. Untersuchungen zur Geochemie des Chlor und Brom. Geoch. Cosnch. Acta, vol. 3, 1953.
- Chobotarev I. I. Hydrogeological and thermal assecte of petroleum occurrence. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists. IV, vol. 36, N 4, 1952.
- Dalv R. A. Genetic classification of underground volatie agents. Economic. Geology, vol. XII, N 6, 1917.
- Hom I. Geochemistry of ground Water. Econ. Geol., vol. 45, N 1, 1950.
- Hubbert M. Entrapment of petroleum under Hydrodynamic conditions. Bull. of the American Association of Petroleum Geologists., vol. 37, N 8, 1953.
- Miholic St. Glassinik chemisskog Drusehtwo kraleurne Yugoslawige, vol. 5, 1936.
- Minor H. Oil field waters of the Gulf. Coastal plain. probl. of Petrol. Geology. USA, 1934.
- Nieuwenkamp W. Geochemistry of sodium. Intern. Geol. Congr., Repts 18 session Great. Britain, 1948, part. 11, Probl. Geoch., London, 1950.
- Roberts G. R. New American iodine industry. Industrial and engeneering chemistry, vol. 26, N 4, 1934.
- Runyon H. E., Rankin R. Br and I contents of the subsurface waters of Russel., Ellis and Trego counties, Kansas. Transactions of the Kansas Akademy of Sience, vol. 39, 1936.
- Schante E. Ein interessantes Iodvorkammen. Chemiker-Zeitung, Bd. 56, N 35, 1932.
- Schoeller H. Geochemie des eux souteraines Application aux eaux des gisements de petrol. Rev. Inst. frans Petrole, v. 10, N 6, 7, 8, 1955.
- Timm B., Maricelli I. Formation waters in southwest. Loisiaana Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologist. II, vol. 37, N 2, 1953.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Г л а в а I. Состояние вопроса о гидрогеологических критериях нефтеносности	5
I период (дореволюционный)	6
II период (с 1917 по 1935 г.)	7
III период (с 1935 по 1948 г.)	13
IV период (с 1948—1949 по 1958 г.)	37
Оценка современного состояния вопроса и существующих гидрогеологических критериев	79
Г л а в а II. Гидрогеологические показатели нефтеносности в различных платформенных условиях	83
Общие замечания. Некоторые соображения о формировании химического состава подземных вод нефтеносных областей	—
Гидрогеологические особенности некоторых нефтеносных областей	91
Гидрогеологические показатели нефтеносности платформенных областей	95
Волго-Уральская нефтеносная область	—
Сибирская платформа	117
Юг Сибирской платформы	118
Восток Сибирской платформы	125
Западно-Сибирская низменность	132
Выводы	139
Г л а в а III. Задачи и план дальнейших работ	143
Литература	148

Валентина Артемьевна Кротова

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕНОСНОСТИ

Научный редактор *Б. Л. Личков*

Ведущий редактор *М. Г. Дешалыт*

Технический редактор *И. М. Геннадьева*

Корректоры: *Г. М. Митрофанова* и *Т. А. Хорюшина*

Сдано в набор 5/X 1959 г. Подписано к печати 16/II 1960 г.
Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 10¹/₄. Усл. л. 14,04.
Уч.-изд. л. 13,81. Тираж 1600 экз. Индекс 11—5—4. М-29022.

Гостоптехиздат. Ленинградское отделение.
Ленинград, Невский проспект, 28.
Издательский № 10277. Заказ № 1901.
Типография «Красный Печатник».
Ленинград, Московский проспект, 91.
Цена 11 р. 65 к.

СБОРНИК XI

МИКРОФАУНА СССР

МИКРОФАУНА СССР

СБОРНИК
XI

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

ВЫПУСК 153

МИКРОФАУНА СССР

СБОРНИК XI

*ФОРАМИНИФЕРЫ И РАДИОЛЯРИИ ТРЕТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАРПАТЯ И О-ВА САХАЛИНА*

Под общей редакцией *Н. Н. Субботиной*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Ленинград · 1960

11—5—4

В сборнике описываются наиболее характерные фораминиферы из третичных отложений Предкарпатья и дается характеристика свит и их микрофауна. Кроме того, описываются фораминиферы из верхнемиоценовых и плиоценовых отложений Сахалина.

Публикуется статья по микрофотографированию, в которой предлагается новый способ получения стереоснимков микрофауны.

Сборник рассчитан на широкий круг палеонтологов и геологов, работающих в области изучения стратиграфии нефтяных месторождений.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Две первых статьи сборника посвящены микрофауне и стратиграфии мощных толщ, охватывающих олигоценовые и миоценовые отложения Предкарпатья, включающие свиты: поляницкую, ниже- и верхневоротыщенскую, стебникскую, ба-личскую, только что выделенную богородчанскую, косовскую и дашавскую.

В статье «Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья по фораминиферам» дается общая характеристика всех названных свит с обоснованием геологического возраста каждой из них. В этой статье описано 79 видов и разновидностей фораминифер из которых 27 видов и разновидностей — новые.

В статье «Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Воротыще (Предкарпатье)» излагается подробная микрофаунистическая характеристика по фораминиферам, радиоляриям, спикулам губок и другим микроорганизмам поляницкой, нижеворотыщенской, загорской и верхневоротыщенской свит рр. Воротыще и Слоница. При этом поляницкая и нижеворотыщенская свиты разделены каждая на две части. Кроме того, предлагается микрофаунистическое расчленение изученных отложений на биостратиграфические зоны. В статье описан 51 вид и разновидность фораминифер и 17 видов радиолярий. Из них 35 видов и разновидностей фораминифер и 7 видов радиолярий — новые.

Обе статьи дополняют существующий пробел в литературе по биостратиграфии и микрофауне западных областей Украины. Потребность в таких работах большая, особенно в связи с расширением исследований по нефти и газу во многих районах, когда с помощью микрофауны приходится заниматься выявлением глубинного геологического строения тех или иных месторождений.

В сборнике нашли отражение исследования по третичным фораминиферам о-ва Сахалина и, в частности, по видам рода *Viscella* Anderson, 1952. Приводится описание 16 видов и подвидов этого рода, из них 11 видов и 2 подвида — новые. Все описанные виды и подвиды найдены в миоценовых и плиоценовых отложениях восточного побережья Сахалина. Особенно многочисленны и разнообразны они в плиоценовых отложениях (нутае-

ская свита). Анализ исследованного материала, и в том числе микроструктуры раковин, позволяет значительно уточнить и дополнить характеристику этого рода и выявить ряд новых видовых признаков.

Приведенные исследования весьма полезны для стратиграфии Сахалина, где можно уточнить расчленение нутовской свиты, сложной литологически однообразными толщами большой мощности.

В сборнике впервые печатаются данные, полученные в результате изучения радиолярий Сахалина. Описывается 15 видов из среднего и верхнего миоцена Северного Сахалина, относящихся к 9 родам, из которых 1 новый. Из 15 описанных видов 14 — новые.

Все названные выше статьи написаны на основе новой классификации фораминифер, предложенной коллективом советских микропалеонтологов.

В последнее время в Советском Союзе и за границей все больше занимаются методикой изучения микрофауны и, в частности, разрабатываются новые приемы микрофотографирования. По этому вопросу в сборник включена статья, посвященная стереоскопическому микрофотографированию фораминифер, и предлагается оригинальный способ получения стереоснимков микрообъектов. В отличие от широко распространенного способа смещения объекта к краям поля зрения микроскопа, предлагаемый способ позволяет оставлять объект в процессе съемки стереопар в центре поля зрения, где, как известно, разрешающая сила оптической системы наибольшая. Таким образом, достигается более высокое качество изображений.

1960 г.

Труды ВНИГРИ

Выпуск 153

Микрофауна СССР, сборник XI

Н. Н. Субботина, Л. С. Пишванова, Л. В. Иванова

**СТРАТИГРАФИЯ ОЛИГОЦЕНОВЫХ
И МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАРПАТЯ
ПО ФОРАМИНИФЕРАМ**

ВВЕДЕНИЕ

Значительную роль в стратиграфии олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба играют фораминиферы. Однако, несмотря на большое количество проведенных работ, выявивших разнообразие родов и видов, среди которых многие оказались новыми, палеонтологическими описаниями охвачен далеко не весь материал. В работе М. Я. Серовой (1955) приведены лишь некоторые из характерных комплексов, относящихся главным образом к семейству Miliolidae. Л. С. Пишванова (1958) отмечает виды из косовской и дашавской свит. В других работах палеонтологических описаний совсем мало.

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт (ВНИГРИ) по предложению ряда нефтяных производственных организаций г. Львова, а также по предложению коллектива сотрудников Института геологии полезных ископаемых АН УССР (г. Львов), взял на себя руководство работой по составлению сводки по всему накопленному материалу, касающемуся мезо-кайнозойских фораминифер западных областей Украины.

В данной работе, написанной под руководством Н. Н. Субботиной, еще в 1954 г. собраны и обобщены материалы по поляницкой, нижне- и верхневоротыщенской, стебникской, баличской свитам, установленной впервые богородчанской, а также косовской и дашавской свитам, относящимся к олигоценовым и миоценовым отложениям.

В результате проведенных авторами полевых исследований по сбору коллекций, а затем лабораторной их обработки, собранные воедино из разрозненных отчетов материалы были дополнены вновь полученными данными. Затем было произведено переопределение всех родов в соответствии с классификационной схемой,

предложенной в «Основах палеонтологии СССР», и сделаны видо-вые определения.

Зарисовки фораминифер выполнены ленинградскими художниками, в основном Н. А. Ипатовцевым, а также Б. К. Утехиным и отчасти Г. Е. Поздеевой и И. Н. Хитаровой.

Авторы считают своим долгом сообщить, что их труд далеко еще не исчерпывает весь имеющийся огромный материал. Пока описаны только наиболее характерные и часто встречающиеся виды, но и в отношении их еще недостаточно накоплено данных, свидетельствующих о направлении их развития. Тем не менее авторы считают необходимым выпустить в свет свой коллективный труд, как первую сводную работу, необходимую для повседневной практической деятельности многих палеонтологов, занимающихся изучением фораминифер с целью детального расчленения третичных отложений западных областей Украины. Работа может принести пользу и для лиц, исследующих другие южные районы СССР. Она небезынтересна и для тех, кто занимается фаціальным анализом осадков, так как значительная часть приведенного материала относится к отложениям засоленных бассейнов, о которых пока еще почти ничего не известно.

Необходимо упомянуть, что, помимо материалов, собранных самими авторами, были использованы коллекции, полученные от геологов ВНИГРИ, по которым выполнялась для них определительская работа.

Следует особо отметить большое участие младших научных сотрудников ВНИГРИ В. В. Зотовой и К. И. Ратновской, а также младшего научного сотрудника УкрВНИГНИ Р. А. Костенка, вложивших много труда на приведение в порядок синонимии, списка литературы и данных о распространении описанных видов.

Описанию фораминифер предшествует краткий стратиграфический очерк олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба, составленный Н. Н. Субботиной и Л. С. Пишвановой.

КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Известно, что на мощной толще менилитовых отложений залегают поляницкая свита или, как ее раньше называли, космачская серия пород. Начиная с этой свиты, мы и будем рассматривать стратиграфию третичных отложений Предкарпатского краевого прогиба.

В табл. 1 дана схема стратиграфии олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья.

Поляницкая свита представлена серыми известковистыми глинами, часто переслаивающимися с аргиллитами, алевролитами и алевролитами с множеством мелких осколков слюды.

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатъя 7

Таблица 1

**Схема расчленения олигоценых и миоценовых отложений
Предкарпатского краевого прогиба**
(составили Н. Н. Субботина и Л. С. Пишванова)

Геологический возраст		Название свит	Мощность, м
Верхний миоцен	Сармат	Дашевская	700
Средний миоцен	Верхний тортон	Косовская	700
		Гипсово-ангидритовая	400
	Нижний тортон — гельвет?	Богородчанская	80
		Гельвет?	Баличская
			Стебникская
Нижний миоцен		Верхневоротыщенская	100
		Загорская	700
Олигоцен		Нижневоротыщенская	60
		Поляницкая	800

Нижневоротыщенская свита представлена глинами известковистыми темными, синевато-серыми, часто брекчиевидного сложения, бесструктурными, гипсоносными и соленосными, местами очень пластичными и вязкими. Глины в большинстве случаев песчанистые и слюдистые, чередуются с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, обычно от 1 до 5 см, реже до 50 см мощностью.

Микрофауна поляницкой и нижневоротыщенской свит более или менее одинакова. Отличия очень незначительны и для расчленения пока не использованы. Обе свиты рассматриваются нами как отложения одного и того же геологического возраста.

Найденные фораминиферы приведены в табл. 2.

Кроме того, найдено большое количество радиолярий, спикул губок, игол морских ежей, члеников морских звезд, растительных остатков.

Из списка фораминифер видно, что по частоте встречаемости на первом месте стоят пелагические фораминиферы из семейств

8 Н. Н. Субботина, Л. С. Пишванова, Л. В. Иванова

Таблица 2

Фораминиферы поляницкой и нижневоротыщенской свит

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Astrorhizidae	<i>Rhabdammina</i> sp.	×
Ammodiscidae	<i>Glomospira charoides</i> (Parker et Jones)	•
	<i>Gl.</i> sp.	•
	<i>Ammodiscus</i> sp.	•
Lituolidae	<i>Haplophragmoides</i> sp.	•
Textulariidae	<i>Spiroplectammina</i> sp.	•
Verneuilinidae	<i>Verneuilina</i> sp.	•
Lagenidae	<i>Nodosaria</i> sp.	×
	<i>Lagena</i> sp.	•
	<i>Dentalina</i> sp.	×
	<i>Cristellaria</i> sp.	•
Discorbidae	<i>Discorbis</i> ex gr. <i>roseacea</i> (Orbigny)	•
	<i>D.</i> sp.	•
	<i>Gyroidina</i> sp.	•
	<i>G. borislavensis</i> Maslakova	•
	<i>Eponides umbonatus</i> (Reuss)	•
	<i>E. octocameratus</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>E. binominatus</i> Subbotina sp. n.	×
Asterigerinidae	<i>Asterigerina</i> aff. <i>carinata</i> Orbigny	•
	<i>A.</i> aff. <i>planorbis</i> Orbigny	•
	<i>A.</i> sp. indet.	•
Anomalinidae	<i>Cibicides</i> (<i>Cibicides</i>) <i>lobatulus</i> (Walker et Jacob)	○
	<i>C.</i> (<i>Cibicides</i>) ex gr. <i>boueanus</i> (Orbigny)	•
	<i>C.</i> (<i>Cibicidoides</i>) <i>borislavensis</i> Aisenstat	○
	<i>C.</i> (<i>Cibicidoides</i>) <i>karpaticus</i> Mjatluk	×
	<i>C.</i> (<i>Cibicidoides</i>) <i>sigmoidalis</i> Subbotina	×
	<i>C.</i> (<i>Gemellides</i>) ex gr. <i>pygmeus</i> (Hantken)	•

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 9

Продолжение табл. 2

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Nonionidae	<i>Pullenia</i> sp.	•
	<i>Florilus</i> ex gr. <i>boueanus</i> (Orbigny)	•
	<i>Melonis</i> ex gr. <i>umbilicatus</i> (Montagu)	•
Globigerinidae	<i>Globigerina</i> ex gr. <i>eocaenica</i> Terquem	○
	<i>Gl.</i> aff. <i>postcretacea</i> Mjatliuk . .	•
	<i>Gl. danvillensis</i> Howe et Wallace	×
	<i>Gl. pseudoedita</i> Subbotina sp. n.	○
	<i>Gl. brevispira</i> Subbotina sp. n.	○
	<i>Globigerinella praemicro</i> Subbotina sp. n.	○
	<i>Gl. subangulata</i> L. Ivanova sp. n. .	○
	<i>Gl. evoluta</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>Cassigerinella globolocula</i> L. Ivanova	○
	<i>Globorotalia tetracamerata</i> Subbotina sp. n.	×
Globorotaliidae	<i>G. hexacamerata</i> Subbotina sp. n.	•
	<i>G. denseconnexa</i> Subbotina sp. n.	●
	<i>Acarinina</i> ex gr. <i>crassaformis</i> (Galloway et Wissler)	•
	<i>Acarinina rotundimarginata</i> Subbotina	•
Rotaliidae	<i>Streblus</i> aff. <i>beccarii</i> (Linné)	•
Elphidiidae	<i>Elphidium</i> aff. <i>macellum</i> (Fichtel et Moll)	•
	<i>E.</i> sp. indet.	•
Buliminidae	<i>Virgulina conspicua</i> Pischvanova sp. n.*	×
	<i>Turritina</i> sp.	•
	<i>Bulimina</i> aff. <i>elongata</i> Orbigny . .	•
	<i>Bulimina</i> aff. <i>incrassata</i> Karrer . .	•
	<i>B.</i> sp. indet.	•
	<i>Reussella</i> aff. <i>spinulosa</i> (Reuss) . .	•

* Встречается только в отложениях нижневортыщенской свиты.

Продолжение табл. 2

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Buliminidae	<i>R. sp.</i>	•
	<i>Bulminella rara</i> Pischvanova sp. n.	×
	<i>Caucasina tenebricosa</i> Pischvanova sp. n.	○
	<i>Uvigerinella sp.</i>	•
	<i>Hopkinsina sp.</i>	•
	<i>Angulogerina vicksburgensis</i> Cushman	×
	<i>Trifarina sp.</i>	•
Pleurostomellidae	<i>Pleurostomella sp.</i>	•
Cassidulinidae	<i>Cassidulina margareta</i> Karrer	•
	<i>C. subcarpatca</i> L. Ivanova sp. n.	•
	<i>C. usitata</i> L. Ivanova sp. n.	•
	<i>C. punctata</i> Reuss	•
	<i>C. sp.</i>	•
Bolivinitidae	<i>Bolivina danvillensis</i> Howe et Wallace	×
	<i>B. subdilata</i> Pischvanova sp. n.	●
	<i>B. fastigia</i> Cushman	×
	<i>B. scalprata</i> Schwager	•
	<i>B. angusta</i> Pischvanova sp. n.	×
	<i>B. decens</i> Pischvanova sp. n.	×
	<i>B. sp. sp. indet.</i>	○
Heterohelicidae	<i>Bolivinita sp.</i>	•
	<i>Gümbelina aff. globifera</i> (Reuss)	●
	<i>G. gracillima</i> (Andreae)	●
	<i>G. pseudostriata</i> L. Ivanova sp. n.	○
	<i>G. plana</i> L. Ivanova sp. n.	×
	<i>G. cubensis</i> Palmer	●

• — единичные экземпляры; × — больше 5 экземпляров; ○ — больше 25 экземпляров; ● — больше 50 экземпляров; ■ — массовое количество экземпляров.

Globigerinidae и Globorotaliidae. Из них наиболее характерными видами являются: *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G. brevispira* Subbotina sp. n., *G. pseudoedita* Subbotina sp. n., *Globigerinella evoluta* Subbotina sp. n., *G. praemicra* Subbotina sp. n., *Globorotalia tetracamerata* Subbotina sp. n., а также различные гюмбелины [*Gümbelina gracillima* (Andreae), *G. aff. globifera* (Reuss)]. Из бентических — довольно разнообразные боливинитиды и булиминиды (*Bolivina subdilata* Pischvanova sp. n., *Buliminella rara* Pischvanova sp. n. и другие). Из остальных фораминифер заслуживают упоминания представители семейств Discorbidae и Anomalinidae. Из дискорбид характерны *Eponides octocameratus* Subbotina sp. n. и *E. binominatus* Subbotina sp. n. Из аномалинид особенно характерен *Cibicides (Cibicidoides) borislavensis* Aisenstat.

Весь комплекс названных фораминифер распространен по всей толще описываемых отложений, т. е. найден в поляницкой и нижневоротыщенской свитах, однако наибольшее скопление раковин каждого вида наблюдается в породах поляницкой свиты, а в нижневоротыщенской их значительно меньше. Лишь в отдельных прослоях их иногда бывает также много. В нижневоротыщенской, по данным Л. С. Пишвановой, встречается *Virgulina conspiqua* Pischvanova sp. n., не обнаруженная в других отложениях.

Отличительной чертой всего описываемого комплекса фораминифер являются их чрезвычайно мелкие размеры (от 0,07 до 0,2 мм в диаметре). Кроме того, существенно отметить, что в этих отложениях фораминиферы отличаются относительно хорошей сохранностью, особенно по сравнению с фораминиферами вышележащих отложений из верхневоротыщенской свиты.

Здесь намечается первое появление многих видов, но некоторые из них являются связующим звеном между данным комплексом и комплексом из нижележащих эоценовых отложений. Особенно заметны по частоте встречаемости следующие: *Gümbelina gracillima* (Andreae), *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *B. fastigia* Cushman, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G. ex gr. eocaenica* Terquem, *Cibicides (Cibicidoides) carpaticus* Jatluk.

Отложения поляницкой и нижневоротыщенской свит представляют собой осадки бассейна, имевшего преемственную связь с бассейном предыдущей эпохи, но в то же время обладавшего своими специфическими особенностями. К наиболее характерным особенностям, по-видимому, следует отнести начавшееся в данную эпоху засоление, хотя явные следы этого можно видеть только в осадках нижневоротыщенской свиты. Засоление повлияло на размеры раковин, ставших очень маленькими по сравнению

с раковинами из осадков, отлагавшихся в бассейнах с нормальной соленостью, где фораминиферы всегда в 2—3 раза крупнее.

Вышележащие отложения загорской свиты представлены конгломератами и песчаниками, чередующимися с известковистыми глинами. Микрофауна в загорской свите, за исключением спикул губок, не обнаружена.

Верхневоротыщенская свита в пределах Предкарпатского краевого прогиба представлена в двух фациях: глинисто-соленосной и песчано-глинистой, именуемой добровотской. По геологическому возрасту эти отложения отнесены нами к нижнему миоцену.

Глинисто-соленосная развита в северо-западной и юго-западной частях и выражена глинами с тонкими прослоями алевролитов, песчаников, гипса и солей. Породы, как правило, известковистые, имеют брекчиевидную структуру, раздроблены, и только отдельные пачки пород с преобладанием песчаников сохраняют первоначальную слоистость.

Глины синевато-серого, серого и зеленовато-серого цвета, иногда с чуть заметным сиреневатым оттенком, песчанистые, по большей части известковистые, обычно содержащие обломки алевролитов и песчаников, в силу чего имеют брекчиевидную структуру. Часто наблюдаются пропластки и прожилки гипса с включением отдельных крупных кристаллов.

Алевролиты синевато-серого цвета, кварцевые или полимиктовые, часто глинистые, иногда крепкие, тонкослоистые, слюдистые, почти известковистые.

Песчаники серого и желтовато-серого цвета, при выветривании принимающие бурю окраску, кварцевые или полимиктовые, крупно- и мелкозернистые, по большей части пористые, слюдистые, известковистые, часто пронизанные жилками гипса. Нередко сохраняют иероглифы струйчатой формы, являющиеся следами оплывания осадка.

К юго-востоку от р. Воротыще начинают появляться отдельные пачки добровотской фации, которые уже на юго-востоке слагают весь разрез верхневоротыщенской свиты. Здесь на рр. Быстрица-Надворнянская и Прут отчетливо наблюдается постепенный переход от так называемых слободских конгломератов к добровотским отложениям. Последние представлены чередованием глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников, причем в нижней части преобладают песчаники, в средней — алевролиты и в верхней — аргиллиты и глины. На р. Прут отчетливо вырисовывается прибрежная зона, которая зафиксирована наличием различной амплитуды, волноприбойных знаков, следами птиц и парнокопытных.

Глины синевато-серого цвета, песчанистые, часто плотные, сланцеватые, известковистые и известковистые, особенно в нижней части разреза.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья 13

Алевролиты светло-серого, синевато-серого и буровато-серого цвета, кварцевые, плотно сцементированные, часто глинистые, слюдястые косослоистые, известковистые и неизвестковистые. В алевролитах широко развиты различные следы движения болн, а также отпечатки животных, птиц и растений.

Песчаники серого, желтовато-серого и светло-серого цвета мелко-, средне- и крупнозернистые, часто разнозернистые, плохо отсортированные, полимиктовые и кварцевые, слюдястые, плотные или слабосцементированные известковистые и неизвестковистые.

В контакте добровотской и вышележащей стебникской свит залегает мощный пласт песчаника, отмеченный по разрезу рр. Быстрица-Надворнянская, Прут и Ославка.

Микрофауна здесь, несмотря на различный литологический состав пород, в общем более или менее одинакова.

Возможно, что в дальнейшем, при накоплении большего количества материала, и можно будет наметить какие-либо подразделения, но на имеющемся материале можно было дать лишь суммарную характеристику.

Список фораминифер верхневоротыщенской свиты приведен в табл. 3.

Кроме того, обнаружены: спикулы губок, остракоды, иглы морских ежей, членики морских звезд, зубы рыб, мелкие обуглившиеся растительные остатки и шаровидные тельца, природа которых не установлена.

По видовому составу микрофауна верхневоротыщенской свиты очень близка к микрофауне из поляницкой и нижневоротыщенской свит, только она значительно беднее по числу видов и хуже по сохранности. Лишь спикул губок здесь несколько больше, а также шаровидных телец, природа которых еще не установлена. Кроме того, более многочисленны, чем в нижележащих слоях, песчаные примитивные фораминиферы, но и они очень редки, и практического значения пока не имеют.

По разнообразию видового состава и количеству особей в этом обедненном комплексе на первом месте стоят также глобигериниды. Представителей другой группы пелагических фораминифер — глоборталиид здесь совсем мало. Значительно меньше здесь, чем в нижележащих отложениях, известковистых фораминифер бентического комплекса.

По сравнению с поляницкой и нижневоротыщенской свитами здесь наблюдается некоторое увеличение находок спикул губок и пока еще неопределимых мелких шаровидных телец.

Микрофауна верхневоротыщенской свиты, несмотря на ее скудность, все же более разнообразна и встречается чаще, чем в добровотских слоях, представляющих собой, как выше указано, песчаную фацию верхневоротыщенских. В добровотских

14 Н. Н. Субботина, Л. С. Пишванова, Л. В. Иванова

Таблица 3

Фораминиферы верхневоротыщенской свиты

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Astrorhizidae	<i>Rhabdammina</i> sp.	■
Reophacidae	<i>Hormostna</i> sp.	■
Ammodiscidae	<i>Glomospira charoides</i> (Parker et Jones)	■
	<i>C. gordialis</i> (Parker et Jones)	■
	<i>Ammodiscus incertus</i> (Orbigny)	■
	<i>A.</i> sp.	■
	<i>Spiroplectammina</i> sp.	■
Textulariidae	<i>Nodosaria</i> sp.	■
Lagenidae	<i>Lagena</i> cf. <i>striata</i> Orbigny	■
	<i>Dentalina</i> sp.	■
	<i>Cristellaria</i> sp.	■
	<i>Eponides binominatus</i> Subbotina sp. n.	■
Discorbidae	<i>E. umbonatus</i> (Reuss)	■
	<i>E. octocameratus</i> Subbotina sp. n.	■
	<i>Asterigerina</i> aff. <i>planorbis</i> Orbigny	■
Asterigerinidae	<i>Cibicides (Cibicides) lobatulus</i> (Walker et Jacob)	■
	<i>C. (Cibicoides) bortsavlensis</i> Aisenstat	■
	<i>C. (Cibicoides) sigmoidalis</i> Subbotina	×
	<i>C. (Gemellides) ex gr. pygmeus</i> (Hantken)	■
	<i>C. (Gemellides) cf. dutemplei</i> (Orbigny)	■
Anomalinidae	<i>Florilus</i> ex gr. <i>boueanus</i> (Orbigny)	■
Nonionidae		

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 15

Продолжение табл. 3

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Globigerinidae	<i>Orbulina</i> sp.
	<i>Globigerina</i> ex gr. <i>eocaenica</i> Terquem	×
	<i>G.</i> aff. <i>danvillensis</i> Howe et Wallace
	<i>G. pseudoedita</i> Subbotina sp. n.	.
	<i>G. brevispira</i> Subbotina sp. n.	.
	<i>G. sp. indet.</i>
	<i>Globigerinella</i> cf. <i>nagewitschensis</i> Mjatluk
	<i>G. praemicra</i> Subbotina sp. n.	.
	<i>G. evoluta</i> Subbotina sp. n.	.
	<i>Globorotalia hexacamerata</i> Subbotina sp. n.
Globorotaliidae	<i>G. denseconnexa</i> Subbotina sp. n.	.
	<i>Acarinina</i> ex gr. <i>crassaformis</i> (Galloway et Wissler)
Rotaliidae	<i>Streblus</i> sp.
Elphidiidae	<i>Elphidium</i> sp.
	<i>E. sp. indet.</i>
Buliminidae	<i>Hopkinsina</i> sp.
Cassidulinidae	<i>Cassidulina margareta</i> Karrer
	<i>C. punctata</i> Reuss
Bolivinitidae	<i>Bolivina subdilata</i> Pischvanova sp. n.
	<i>B. fastigia</i> Cushman
	<i>B. sp. indet.</i>
Heterohelicidae	<i>Cümbelina</i> aff. <i>globifera</i> (Reuss)
	<i>G. pseudostriata</i> L. Ivanova sp. n.	.
	<i>G. plana</i> L. Ivanova sp. n.

слоях наблюдается еще большее уменьшение количества фораминифер по сравнению с найденными в верхневоротыщенской свите, каких же либо специфических видов вообще найдено не было.

Особенно заметно здесь уменьшение количества известковистых бентических фораминифер, принадлежащих к семействам Discorbidae, Rotaliidae и Buliminidae. Приуроченность отдельных видов к определенным частям разреза не наблюдалась.

По происхождению найденный комплекс представляет собой часть возникшего в нижележащих отложениях. Вновь появившихся видов почти нет, за исключением, может быть, единичных, распространение которых еще недостаточно хорошо выяснено. Представителей же более древней фауны из эоценовых отложений здесь уже мало. Из них главными являются единичные *Bolivina fastigia* Cushman, *Globigerina* ex gr. *eocaenica* Terquem и *G. aff. danvillensis* Howe et Wallace.

Стебникская свита является следующим подразделением изученного нами разреза. Она состоит в основном из красно-бурых и розовых глин и алевролитов. Распространены также чередующиеся с красноватыми глинами глины зеленоватые и серые, а также зеленоватые и серые песчаники.

Глины обычно песчанистые, известковистые, плотные, изредка с включением известковистых галек размером до 1—2,5 см. Мощность глинистых пластов от нескольких сантиметров до 3 м. Среди глин изредка встречаются тонкие прослои мергелей красно-бурого цвета.

Алевролиты желтоватого, желтовато-серого, синевато-серого и серого цвета, кварцевые, плотные, тонкослоистые, косослоистые, иногда мягкие глинистые, всегда слюдистые, известковистые.

Песчаники серого и желтовато-серого цвета, кварцевые и полимиктовые, мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда неравнозернистые, плохо отсортированные, слабо сцементированные известковистым цементом. Мощность прослоев песчаников от 20 до 30 см.

В верхней части стебникской свиты залегает мощная пачка песчаников, разделенных между собой глинами. Эта пачка в 1948 г. выделена геологом ВНИГРИ В. И. Берлявским как горизонт садзавских песчаников. По геологическому возрасту эта свита всеми геологами считается гельветской. Наши материалы пока не могут пролить свет на данный вопрос.

Микрофауна всей стебникской свиты представлена большой группой фораминифер, состоящей как из бентических, так и из пелагических видов (табл. 4). Отличительной особенностью того и другого комплекса является чрезвычайно малое количество раковин каждого вида. Лишь изредка можно наблюдать скопления глобигерин, остальные же, как правило, представлены единичными экземплярами.

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатья 17

Таблица 4

Фораминиферы стебникской свиты

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Astrorhizidae	<i>Rhabdammina</i> sp.	×
Rhisamminidae	<i>Bathysiphon</i> sp.	•
Hyperamminidae	<i>Hyperammina</i> sp.	•
Ammodiscidae	<i>Glomospira charoides</i> (Parker et Jones)	•
	<i>Ammodiscus incertus</i> (Orbigny)	•
Lituolidae	<i>Haplophragmoides</i> sp.	•
Textulariidae	<i>Spiroplectammina</i> sp.	•
Miliolidae	<i>Miliolina</i> sp.	•
	<i>Pyrgo affinis</i> (Orbigny)?	•
Lagenidae	<i>Nodosaria</i> sp.	×
	<i>Lagena</i> sp.	•
	<i>Dentalina</i> sp.	•
	<i>Cristellaria</i> ex gr. <i>inornata</i> (Orbigny)	•
	<i>C.</i> ex gr. <i>simplex</i> Orbigny	•
Polymorphinidae	<i>Glandulina</i> ex gr. <i>laevigata</i> Orbigny	•
Asterigerinidae	<i>Asterigerina</i> aff. <i>planorbis</i> (Orbigny)	•
	<i>A.</i> sp.	•
Discorbidae	<i>Discorbis</i> aff. <i>imperator</i> (Orbigny)	•
	<i>D.</i> sp.	•
	<i>Gyroidina marina</i> Pischvanova	•
	<i>G. soldanii</i> Orbigny	•
	<i>Eponides umbonatus</i> (Reuss)	•
	<i>E. nanus</i> (Reuss)	•
	<i>E. octocameratus</i> Subbotina sp. n.	•
	<i>E. binominatus</i> Subbotina sp. n.	×
Siphoninidae	<i>Siphonina reticulata</i> (Czjzek)	•

Продолжение табл. 4

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Anomaliniidae	<i>Anomalina</i> sp.
	<i>Cibicides (Cibicides) lobatulus</i> (Walker et Jacob)
	<i>C. (Cibicides) boueanus</i> (Orbigny)	×
	<i>C. (Cibicoides) borislavensis</i> Aisenstat
	<i>C. (Cibicoides) tjatschevkaensis</i> Pischvanova
	<i>C. (Cibicoides) abnormis</i> Pischvanova	●
	<i>Nonion tumidulus</i> Pischvanova sp. n.	×
Nonionidae	<i>Porosonion</i> ex gr. <i>subgranosus</i> (Egger)	×
	<i>Melonis soldanii</i> Orbigny
	<i>Florilus boueanus</i> (Orbigny)
Globigerinidae	<i>Globigerina</i> aff. <i>eocaenica</i> Terquem	×
	<i>G. aff. danvillensis</i> Howe et Wallace	○
	<i>G. pseudoedita</i> Subbotina sp. n.
	<i>G. brevispira</i> Subbotina sp. n.	○
	<i>Globigerina</i> sp. indet.	○
	<i>Globigerinella praemicra</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>G. evoluta</i> Subbotina sp. n.
Globorotaliidae	<i>Globigerinoides</i> (?) ex gr. <i>trilobus</i> (Reuss)	×
	<i>Globorotalia hexacamerata</i> Subbotina sp. n.
	<i>G. tetracamerata</i> Subbotina sp. n.
	<i>G. denseconnexa</i> Subbotina sp. n.	-

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 19

Продолжение табл. 4

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Globorotaliidae	<i>Turborotalia bykovae</i> Aisenstat sp. n.	•
	<i>T. mayeri</i> (Cushman et Ellisor)	•
Rotaliidae	<i>Streblus beccarii</i> (Linné)	•
Elphidiidae	<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel et Moll)	•
Buliminidae	<i>Buliminella rara</i> Pischvanova sp. n.	•
	<i>Virgulina</i> sp.	•
	<i>Bulimina elongata</i> Orbigny var. <i>elongata</i> Orbigny	•
	<i>Virgulina conspicua</i> Pischvanova sp. n.	•
	<i>Reussella</i> aff. <i>sptnulosa</i> (Reuss)	•
	<i>Caucasina tenebricosa</i> Pischvanova sp. n.	○
	<i>Uvigerina</i> sp.	•
	<i>Angulogerina</i> sp.	•
	<i>Trifarina</i> sp.	•
Cassidulinidae	<i>Cassidulina punctata</i> Reuss	•
	<i>C. ex gr. globosa</i> Hantken	•
	<i>C. subglobosa</i> Brady	×
Bolivinitidae	<i>Bolivina subdilata</i> Pischvanova sp. n.	×
	<i>B. fastigia</i> Cushman	•
	<i>B. antiqua</i> Reuss	•
	<i>B. hirsuta</i> Bieda	•
	<i>B. sp. sp.</i>	•
Heterohelicidae	<i>Gumbelina</i> aff. <i>globifera</i> (Reuss)	○
	<i>G. sp.</i>	×
Chilostomellidae	<i>Sphaeroidina</i> sp.	•

Кроме того, найдены: радиолярии, спикулы губок, остракоды, иглы морских ежей, харовые водоросли и шаровидные кремнистые тельца.

Распределение микрофауны подчинено определенной закономерности. Менее разнообразный комплекс приурочен к нижней части свиты, относительно более разнообразный — к верхней. Количество экземпляров некоторых видов в верхней части относительно больше, чем в нижней. Примерно в середине свиты, на границе между нижней и верхней ее частями, выделяется пласт с харовыми водорослями и остракодами.

Баличская свита по литологическому составу пород отличается от стебникской главным образом зеленым окрашиванием. Красное — встречается пятнами. Микрофаунистически баличская свита отличается значительно более разнообразным видовым составом фораминифер, чем обнаруженный в стебникской свите. Здесь, кроме тех же видов, что встречены в стебникской свите, появляется довольно большое количество других, неизвестных ниже. Это относится как к семейству Globigerinidae, так и к семейству Globorotaliidae. Из глобигеринид наиболее заметно скопление *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *G.* aff. *danvillensis* Howe et Wallace и *G.* aff. *quadrilobata* Orb., *Globigerinoides* (?) ex gr. *trilobus* Reuss, а из глобороталид — близкие к *Acarinina* ex gr. *crassaformis* (Galloway et Wissler) формы, еще пока неизученные. Здесь наблюдается также появление бенитических видов, почти совершенно не встречающихся в нижней части. Многие из них не были найдены и в нижележащих отложениях воротыщенской свиты, а также и в еще более древних отложениях, и являются, таким образом, впервые появившимися здесь формами. К наиболее характерным из них относятся: *Melonis soldanii* (Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *E.* sp., *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina antiqua* Reuss, *B. hirsuta* Bieda, *Gyroidina marina* Pischvanova, *Streblus beccarii* (L.), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Cibicides* (*Cibicoides*) *tjatschevskensis* Pischvanova.

Богородчанская свита является непосредственным продолжением описанных отложений.

В центральной части Предкарпатского прогиба эта свита представлена глинисто-песчанистой толщей. Слагающие ее породы — зеленовато-серые мергели и мергелистые глины — местами слабо песчанистые.

В материале из скважин Богородчанского профиля, в породах богородчанской свиты оказалось огромное скопление фораминифер, совсем необычное для существовавшего у нас представления о насыщенности ими отложений миоценового возраста Предкарпатской депрессии. По количеству встреченных раковин исследованные породы напоминают такие отложения, как фораминифе-

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкавказья 21

ровые слои Северного Кавказа или верхнемеловой пясч. мел. Обнаруженная микрофауна представлена двумя комплексами — пелагическим и бентическим (табл. 5). По разнообразию видов бентический комплекс занимает первое место, но по количеству особей, которыми представлены виды, неизмеримо обильнее пелагический комплекс. Почти каждый из входящих в пелагический комплекс видов является массовой формой.

Найденная фауна еще пока не подвергалась достаточно глубокому изучению, но даже предварительный ее просмотр позволил выделить многочисленные виды различных фораминифер.

Кроме них, обнаружены: неопределимые песчанистые фораминиферы, неопределимые известковистые фораминиферы, спиккулы губок, остракоды, иглы морских ежей, обломки микрофауны, зуб акулы, растительные остатки.

Анализ приведенного списка в табл. 5 и количества особей, которыми представлены разные виды, показывает, что наиболее характерными являются *Candorbulina universa* J e d l., встречающаяся в огромном скоплении, затем *Globigerina bilobata* O r b., а также *Globigerinoides trilobus* (R e u s s), *G. transitoria* B l o w и глоботоралииды, представленные гладкими раковинами с округлым периферическим краем. По виду и по расположению камер последние напоминают представителей турботоралий из палеогеновых отложений Северного Кавказа. Несомненно, что видовой состав их совершенно другой.

Распределение пелагических фораминифер в разрезе богородчанской свиты неодинаково. В нижней части свиты прослежены крупные, почти сферические раковины, относящиеся к *Globigerina altispira* C u s h m a n e t J a r v i s, с широкими, звездчато расположенными швами брюшной стороны. В верхней части их нет.

Наряду с крупными пелагическими фораминиферами встречаются и мелкие, также массовые.

Из бентических фораминифер здесь обнаружены в незначительном количестве песчанистые примитивные формы, а из известковистых — немногочисленные лягениды — *Cristellaria*, *Dentalina*, *Marginulina*, *Nodosaria*, плевростомеллиды (*Pleurostomella*) и полиморфиниды; более заметны милиолиды (*Sigmoilina* и др.), булиминиды (роды *Bulimina* и *Angulogerina*), боливинитиды (*Bolivina*). В небольшом количестве экземпляров обнаружены представители нонионид, а также дискорбид (*Eponidas*, *Gyroldina* и др.) и в заметном количестве — представители аномалинид из рода *Cibicides*. Остальные менее характерны.

Богатая микрофауна богородчанской свиты, очень интересная и характерная, пока еще, к сожалению, далеко не вся прослежена послойно. Мы не знаем ни подошвы слоев, где она найдена, ни их кровли и, следовательно, не знаем истинной мощности

Таблица 5

Фораминиферы богородчанской свиты

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Astrorhizidae	<i>Rhabdammina</i> sp.	•
Rhizamminidae	<i>Rhizammina</i> sp.	•
Ammodiscidae	<i>Glomospira charoides</i> (Parker et Jones)	•
	<i>G. sp. indet.</i>	•
	<i>Ammodiscus sp. indet.</i>	•
Lituolidae	<i>Haplophragmoides</i> sp.	•
Verneuilinidae	<i>Gaudryina</i> sp.	•
Miliolidae	<i>Quinqueloculina akneriana</i> Orbigny	•
	<i>Sigmoilina tenuis</i> (Czjzek)	•
Lagenidae	<i>Nodosaria</i> sp.	•
	<i>Margnulina</i> sp.	•
	<i>Dentalina</i> sp.	•
	<i>Cristellaria imperator</i> (Orbigny)	•
	<i>C. sp.</i>	•
Polymorphinidae	<i>Polymorphina</i> sp.	•
Asterigerinidae	<i>Asterigerina</i> aff. <i>carinata</i> Orbigny	•
Discorbidae	<i>Discorbis</i> aff. <i>obtus</i> (Orbigny)	•
	<i>Valvulineria</i> sp.	•
	<i>Gyroidina</i> aff. <i>soldanii</i> Orbigny	•
	<i>G. marina</i> Pischvanova	×
	<i>Eponides nanus</i> (Reuss)	•
	<i>Rotorbinella?</i>	•
Anomaliniidae	<i>Cibicides (Cibicidoides) borislavensis</i> Aisenstat	×
	<i>C. (Cibicidoides) ungerianus</i> (Orbigny)	•
	<i>C. (Anomalinoides) pokuticus</i> Aisenstat	×
	<i>C. (Gemellides) dutemplei</i> (Orbigny)	•
	<i>C. sp.</i>	•

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатья 23

Продолжение табл. 5

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Nonionidae	<i>Pullenia quinqueloba</i> Reuss	•
	<i>Melonis soldanii</i> (Orbigny)	•
Globigerinidae	<i>Globigerina pseudoedita</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>G. brevispira</i> Subbotina sp. n.	○
	<i>G. bilobata</i> Orbigny	○
	<i>G. quadrilobata</i> Orbigny	○
	<i>G. ex gr. eocaenica</i> Terquem	○
	<i>G. aff. tricamerata</i> Tolmachoff	○
	<i>G. bulloides</i> Orbigny	●
	<i>G. regularis</i> Orbigny	○
	<i>G. altispira</i> Cushman et Jarvis	●
	<i>G. dubia</i> Egger	×
	<i>G. sp. sp.</i>	×
	<i>Globigerinella evoluta</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>G. praemiera</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)	○
	<i>G. bisphaerica</i> Todd	●
	<i>G. transitoria</i> Blow	●
	<i>Candorbulina universa</i> Jedlitschka	●
	<i>C. sp. indet.</i>	×
Globorotaliidae	<i>Globorotalia hexacamerata</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>G. tetracamerata</i> Subbotina sp. n.	○
	<i>G. denseconnexa</i> Subbotina sp. n.	×
	<i>Turborotalia mayeri</i> (Cushman et Ellisor)	○
	<i>T. bykovae</i> Aisenstat sp. n.	○
Elphidiidae	<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel et Moll)	•
Buliminidae	<i>Bulimina elongata</i> Orbigny var. 'elongata' Orbigny	•

Продолжение табл. 5

Семейство	Вид	Количество найденных экземпляров
Buliminidae	<i>Angulogerina</i> aff. <i>angulosa</i> William-son
Pleurostomellidae	<i>Pleurostomella alternans</i> Schwager
Cassidulinidae	<i>Cassidulina oblonga</i> Reuss
Bolivinitidae	<i>Bolivina subdilata</i> Pischvanova sp. n.
	<i>B. fastigata</i> Cushman
	<i>B. sp. sp.</i>
Heterohelicidae	<i>Gümbelina</i> sp.

богородчанской свиты. Однако, по сообщению К. В. Скворцовой, над слоями с обильными кандорбулинами, о которых только что было сказано, в Калужском районе залегают отложения, где кандорбулин и глобигеринид вообще становится значительно меньше, но появляются в большом количестве увигеринны такого же состава, как в косовских слоях. В заметном скоплении найдены вместе с ними и представители *Sphaeroidina*.

Отложения богородчанской свиты обнаружены главным образом в скважинах. Тем не менее мы их выделяем как самостоятельную стратиграфическую единицу под особым названием, благодаря совершенно особому чрезвычайно характерному для них комплексу фораминифер. Этот комплекс настолько своеобразен и состоит из массовых форм относительно крупного размера, что, пользуясь ими, можно без всякого труда определять породы этой свиты, даже в поле, слабо вооруженным и, при хорошем зрении, даже простым глазом. Последнее и было сделано Л. С. Пивановой при полевых исследованиях в районе Быстрицы-Подбужской на северо-западе Предкарпатья.

В отложениях, представленных серыми мергелями в районе Угерско, найден аналогичный комплекс фораминифер вместе с нижнетортонской макрофауной, где определены раковины *Amussium denudatum* (Reuss) (определения В. П. Казаковой).

В образце из зеленовато-серого мергеля района Кадобно в одной из скважин на глубине 40 м К. В. Скворцова вместе с близким комплексом фораминифер обнаружила отпечатки пластинчатожаберных моллюсков, которые, по определению И. А. Ко-

робкова, оказались *Ostrea cochlear* P o l i t — формой сопутствующей *Amussium denudatum* (R e u s s). В Албании аналогичный комплекс микрофауны встречен вместе с гельветской макрофауной, определенной Н. С. Волковой.

Возможно, что богородчанская свита должна быть в свою очередь разделена на 2 подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя, с массовыми кандорбулинами, может быть, должна относиться еще к гельвету, так как именно она и отвечает албанскому гельвету. Слой же с *Amussium denudatum* (нижний тортон), может быть, отвечает лишь верхней подсвите с незначительным количеством орбулин, но с разнообразными увигеринами, близкими к косовским. Надо надеяться, что этот вопрос успешно будет разрешен в ближайшее время. Необходимо лишь найти совместно с микрофауной предполагаемых подсвит соответствующую макрофауну.

Несмотря на неполноту имеющихся у нас данных, совершенно очевидно, что по найденной микрофауне богородчанская свита является новым этапом в геологической истории миоценового времени в Предкарпатье.

Выше богородчанской свиты залегает гипсово-ангидритовая свита, представленная гипсами и ангидритами, чередующимися с тонкими прослоями глин. Микрофауна в этой свите не обнаружена.

Косовская свита лежит непосредственно над гипсово-ангидритовой свитой. Она объединяет собой толщу песчано-глинистых серых и зеленовато-серых пород, относящихся к верхнему тортону.

Фораминиферы косовской свиты по своему видовому составу чрезвычайно разнообразны (табл. 6). Очень много общего у них наблюдается с тортонской группой фораминифер Венского бассейна.

К дашавской свите относится песчано-глинистая толща пород, содержащая большое количество фораминифер из сем. *Miliolidae*, *Nonionidae*, *Anomalinidae*, *Elphidiidae* и *Rotaliidae*. Из миллюлид в ней в большом количестве встречаются *Triloculina consobrina* O r b i g n y, *T. consobrina* O r b. var. *nitens* R e u s s, *T. costata* K a r g e r и др.

Нониины представлены видами *Porosonion subgranosus* (E g g e r), *Nonion punctatus* (O r b i g n y), *N. marikobi* B o g d a n o v i c z и др.

Аномалиниды представлены массовым скоплением раковин *Cibicides (Anomalinoides) pocuticus* A i s e n s t a t и *C. (Anomalinoides) transcarpaticus* P i s c h v a n o v a.

Из элфидиид встречены: *Elphidiella* ex gr. *simplex* V o l o s h i n o v a, *Elphidium macellum* (F i c h t e l e t M o l l).

Роталиниды представлены одним видом *Streblus beccarii* (L i n n é). Нами эта свита пока изучена очень слабо.

Таблица 6

Фораминиферы косовской свиты

Семейство	Вид	Количество экземпля- ров
Astrorhizidae	<i>Rhabdammina hirudiformis</i> (Suzin)	●
Lituolidae	<i>Haplophragmoides nonioninoides</i> Cushman	○
	<i>Cyclammina pleschakovi</i> Pischvanova	○
Textulariidae	<i>Spiroplectammina carinata</i> (Orbigny)	×
Miliolidae	<i>Quinqueloculina akneriana</i> Orbigny	×
	<i>Quigerskoensis</i> Aisenstat sp. n.	●
Discorbidae	<i>Valvulineria complanata</i> (Orbigny)	●
	<i>V. arcuata</i> (Reuss)	○
	<i>V. marmaroschensis</i> Pischvanova	●
	<i>Gyroidina marina</i> Pischvanova	○
	<i>Eponides nanus</i> (Reuss)	○
Nonionidae	<i>Nonion punctatus</i> Orbigny	×
	<i>N. martkobi</i> (Bogdanovicz)	×
	<i>Florilus boueanus</i> (Orbigny)	·
	<i>Melonis soldanii</i> (Orbigny)	×
	<i>M. bradyi</i> Voloshinova	×
	<i>Porosonion</i> ex gr. <i>subgranosus</i> (Egger)	○
Globigerinidae	<i>Globigerinoides trilobus</i> (Reuss)	×
Globorotaliidae	<i>Turborotalia bykovae</i> Aisenstat sp. n.	○
	<i>T. mayeri</i> (Cushman et Ellisor)	○
Rotaliidae	<i>Streblus beccarii</i> (Linné)	×
Elphidiidae	<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel et Moll)	○
	<i>E. ex gr. angulata</i> (Egger)	○
	<i>E. aff. subumbilicatum</i> (Czjzek)	·
	<i>Elphidiella</i> ex gr. <i>simplex</i> Voloshinova	×
Buliminidae	<i>Virgulina schreibersiana</i> Czjzek	○
	<i>Bulimina ovata</i> Orbigny	●
	<i>B. pupoides</i> Orbigny	×
	<i>B. elongata</i> Orbigny var. <i>elongata</i> Orbigny	■

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 27

Продолжение табл. 6

Семейство	Вид	Количество экземпля- ров
Buliminidae	<i>B. elongata</i> Orbigny var. <i>vagina</i>	×
	<i>Pischvanova</i> var. n.	×
	<i>B. subulata</i> Cushman et Parker	●
	<i>B. aculeata</i> Orbigny	×
	<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)	○
	<i>Uvigerina pygmaea</i> Orbigny	●
	<i>U. asperula</i> Czjzek	×
	<i>U. urnula</i> Orbigny	×
	<i>U. perornata</i> Pischvanova sp. n.	●
	<i>U. visenda</i> Pischvanova sp. n.	○
	<i>Angulogerina angulosa</i> (Williamson)	○
Cassidulinidae	<i>Cassidulina margareta</i> Karrer	×
	<i>C. crista</i> Pischvanova	●
Bolivinitidae	<i>Bolivina dilatata</i> Reuss	●
	<i>B. cuneiformis</i> Pischvanova sp.n.	○

ОПИСАНИЕ ФОРАМИНИФЕР
ОТРЯД MILIOLIDAНАДСЕМЕЙСТВО MILIOLIDEA Orbigny, 1839, trans.
Glaessner, 1946

Семейство MILIOLIDAE Orbigny, 1839

Род *QUINQUELOCULINA* Orbigny, 1826

Тип рода — *Serpula seminulum* Linné, 1767; современный, Адриатическое море, окрестности Римини (Италия).

Широко распространенный род, представители которого известны с карбона до настоящего времени. В СССР значительного развития достигает в третичных отложениях южных областей и особенно многочисленности и разнообразия — в миоценовых отложениях Крымско-Кавказской области, Украины и Молдавии.

Quinqueloculina akneriana Orbigny

Табл. I, рис. 1 а, б, в

1826. *Quinqueloculina triangularis* Orbigny. Ann. Sci. Nat., Paris, т. VII, стр. 136, модель № 34.
 1846. *Quinqueloculina akneriana* Orbigny, Foram. foss. Vienne, стр. 290, табл. XVIII, рис. 16—21.
 1950. *Miliolina akneriana* Богданович, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, стр. 145, табл. I, рис. 1а—в.
 1952. *Miliolina akneriana* Богданович, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 54, стр. 111, табл. X, рис. 5а—в, табл. XI, рис. 1 а—в, 2а—в, 3а, б.

Оригинал № 3057 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, окрестности сел. Угерско, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. В настоящее время *Quinqueloculina akneriana* (Orb.) рассматривается как вид, представленный несколькими разновидностями. Эти разновидности различаются: 1) по степени удлиненности раковины (от овальных и широкоовальных раковин у «var. *akneriana*» до округлых у «var. *rotunda*» или удлиненно-овальных у «var. *longa*» и «var. *argunica*»); 2) по характеру устьевого конца камер (усеченный у большинства разновидностей или вытянутый в небольшое, но ясное горлышко — у «var. *argunica*») и 3) по строению устья, которое может быть овальным или округлым с простым палочковидным или раздваивающимся зубом.

В имеющемся у нас материале встречаются, по всей вероятности, *Q. akneriana* var. *akneriana* или, по А. К. Богдановичу, типичная форма вида. Большая раздутость раковины является результатом того, что средняя камера многокамерной стороны выступает за общую поверхность.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Орбини (1846) из миоцена (тортон) Венского бассейна.

В нашем материале чаще всего встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатья. Широко распространен в чокракских отложениях Кавказа и Крыма, по данным Богдановича (1947, 1950, 1952) и Герке (1938).

Quinqueloculina ovula Kargher

Табл. I, рис. 2а, б, в; 3а, б, в

1868. *Quinqueloculina ovula* Kargher. Sitzb. Akad. Wiss. Wien., т. LVIII, вып. 1, стр. 147, табл. II, рис. 8.

Голотип из Румынии (Костей в Банате). Миоцен.

Оригинал № 2325 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, Калуж (шахта), калужские слои (миоцен).

О п и с а н и е. Раковина округло-овального очертания, вздутая, с устьевого конца округло-треугольная. Периферический край широко закругленный. Камеры удлиненные, почти одина-

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатья 29

ковые по ширине на всем своем протяжении. На многокамерной стороне хорошо выделяется последняя камера благодаря своей сильно изогнутой форме с крючковидно изогнутым основанием. С малокамерной стороны последняя камера отличается своей шириной, составляющей больше половины поверхности всей стороны. Характерной является также выдающаяся, благодаря своей раздутости и крупным размерам, средняя камера многокамерной стороны. Швы отчетливые, углубленные, изогнутые. Устье слегка выступающее, полукруглое, окаймленное небольшим возвышением свободного края камеры, снабженное небольшим широким зубом. Стенка гладкая, фарфоровидная.

Р а з м е р ы: длина 0,5—0,52 мм, ширина 0,40—0,41 мм.

Изменчивым признаком является раздутость раковины, благодаря чему наблюдаются особи более или менее сильно раздутые, овального очертания с устьевым концом и округлого или даже треугольно-округлого очертания. Кроме того, к изменчивым признакам относится степень изогнутости последней камеры, которая с многокамерной стороны может быть дуговидно изогнутой, либо приближающейся к сигмоидально изогнутой. Наконец, первая камера последнего оборота на многокамерной стороне может выступать за контур последней камеры в месте соединения ее с устьевым концом, но может располагаться ниже устьевым концом.

От формы, описанной Каррером (1868), миоценовые раковины Калушского района отличаются большей раздутостью, более плавными изогнутыми камерами и слегка выступающим устьевым концом.

Р а с п р о с т р а н е н и е. По данным Каррера (1868), этот вид известен в миоцене Костея в Банате (Румыния), параллелизуем с верхним морским тегелем средиземноморского яруса Венского бассейна.

В нашем материале обнаружен в миоценовых отложениях (калушские слои) Предкарпатья (по-видимому, этот вид обнаружен в отложениях, которые по принятой ныне схеме отвечают балчской свите).

Quinqueloculina ugerskoensis A i s e n s t a t sp. n

Табл. I, рис. 4а, б, в

Голотип № 3056 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, окрестности сел. Угерско, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина овальная в очертании, с косо усеченным устьевым концом и закругленным выступающим основанием.

Многокамерная сторона выпуклая, малокамерная — уплощенная. Периферический край широко округлый. Со стороны

устья раковина неправильно-овальная, приближающаяся к округло-треугольной. Камеры трубчатые, дугообразно изогнутые, суживающиеся к устьевому концу и расширяющиеся в основании. С многокамерной стороны видны 4 камеры. Краевые камеры слегка уплощены, средние камеры раздуты. Срединные камеры расположены наклонно. Первая срединная камера маленькая, линзовидной формы. Вторая срединная камера большая, овальной формы. Малокамерная сторона состоит из 3 камер. Срединная камера линзовидной формы занимает меньше одной четверти малокамерной стороны.

Устье без зуба, удлиненное и почти полукруглое, окаймленное выступающим и закругленным свободным краем камеры.

Р а з м е р ы: длина 0,40 мм, ширина 0,27 мм.

Варьирующим признаком является длина раковины, меняющаяся от 0,40 до 0,43 мм, и степень выпуклости срединной камеры многокамерной стороны.

Данный вид имеет большое сходство с *Quinqueloculina reussi*, описанной впервые А. К. Богдановичем (1947) из нижнего сармата северо-западного Кавказа, отличаюсь вздутой формой раковины и полукруглым устьем без зуба.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается часто, в небольшом количестве экземпляров, в среднем миоцене (косовская свита) Предкарпатья, в окрестностях сел. Угерско Дрогобычской области и в Калушском районе.

Род *TRILOCULINA* O r b i g n y, 1826

Тип рода — *Miliola (Miliolites) trigonula* L a m a r c k, 1804; эоцен, Парижский бассейн.

Широко распространенный род, представители которого известны с юры до настоящего времени. В СССР известен из эоценовых и миоценовых отложений южных областей.

Triloculina intermedia K a r g e r

Табл. II. рис. 1а, б, в

1868. *Triloculina intermedia* K a r g e r. Sitzb. Akad. Wiss. Wien., т. LXVIII, вып. 1, стр. 138, табл. I, рис. 11.

Голотип из Румынии (Костей в Банате). Средний миоцен.

Оригинал № 3058 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, Калушский район, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, широко-овальная, почти правильно трехгранная, с приостренным периферическим краем и очень широкой «внешней»* стороной последней камеры.

* «Внешней» стороной в данном случае названа часть последней камеры, видимая с малокамерной стороны.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпаття 34

Обе стороны раковины плоские или выпуклые, но, во всяком случае, не вогнутые. Камеры килеватые, дуговидно-изогнутые, широкие. Последняя камера своим нижним расширенным концом довольно сильно охватывает устьевой конец предпоследней.

Средняя камера на многокамерной стороне занимает до $\frac{1}{3}$ всей поверхности этой стороны. Швы отчетливые, сильно изогнутые, углубленные.

Устье широко-овальное, с зубом, слегка расширяющимся на своем свободном конце. Стенка гладкая.

Р а з м е р ы: длина 0,51 мм, ширина 0,32 мм.

Экземпляры этого вида, встреченные в косовской свите Калужского района, отличаются от раковин, описанных Каррером, более удлиненной раковиной и несколько более вытянутым устьевым концом. Зуб у карреровских форм ровный, не расширенный на свободном конце.

По строению *Triloculina intermedia* похожа на *T. tricarinata* O r b i g n y (1826), отличаясь от нее уплощенными и даже выпуклыми сторонами, в то время как у *T. tricarinata* стороны вогнутые.

Кроме того, у рассматриваемого вида последняя камера больше охватывает предпоследнюю, поэтому предпоследняя камера у него значительно меньше видна снаружи, чем у *T. tricarinata*. От *T. gibba* (O r b.) и *T. austriaca* (O r b.) рассматриваемый вид заметно отличается значительно слабее раздутой раковиной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Этот вид впервые описан Каррером из среднего миоцена Костея в Банате (Румыния). В СССР встречен И. М. Айзенштат в 1950 г. в небольшом количестве экземпляров в среднем миоцене (косовская свита) Калужского района Предкарпаття.

М. Я. Серова (1955) под названием *Triloculina intermedia* K a r r e r var. *podolica* установила разновидность этого вида из верхнетортонских отложений юго-западной окраины Русской платформы.

Род *PYRGO* D e f r a n c e, 1824

Тип рода — *Pyrgo laevis* D e f r a n c e, 1824; плиоцен, Италия.

Широко распространен с юры до настоящего времени. В СССР известен из мела Западно-Сибирской низменности, эоцена и миоцена Украины и Молдавии.

Pyrgo affinis (O r b i g n y)?

Табл. II, рис. 2а, б

Оригинал № 3060 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпаття, окрестности сел. Угерско, стебникская свита (средний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина сильно раздутая, широко-овальная, иногда почти правильно округлая. Высота раковины в два раза

больше ее толщины. Периферический край закругленный. Взрослая стадия представлена двумя сильно выпуклыми камерами, одна из которых охватывает другую. Форма камер широколадьевидная. Швы углубленные. Устье широко-овальное, с простым цилиндрическим узким зубом. Стенка толстая, фарфоровидная.

Размеры: длина 0,58 мм, ширина 0,50 мм. Наблюдались более крупные экземпляры, достигающие по длине 0,63 мм.

Данный вид очень похож на *Pyrgo affinis*, описанную Орбини (1846) под названием *Biloculina affinis* из миоцена Венского бассейна. Однако угловатый и килеватый периферический край и устье с широким зубом у *Pyrgo affinis*? заставляет предполагать, что, возможно, мы имеем дело с другим видом.

Распространение. Встречен в небольшом числе экземпляров в стебникской свите (средний миоцен) Предкарпатья.

ОТРЯД ROTALIDA

НАДСЕМЕЙСТВО DISCORBIDEA Cushman, 1927, trans.
Smout, 1955

Семейство DISCORBIDAE Cushman, 1927, trans. Glaessner, 1948

Подсемейство DISCORBINAE Cushman, 1927

Род VALVULINERIA Cushman, 1926

Тип рода — *Valvulineria californica* Cushman, 1926; миоцен, Калифорния.

Известен с мела до настоящего времени. В современных бассейнах встречается в холодных мелких водах. В СССР известен из меловых отложений Урала, полуострова Мангышлак и южных районов Европейской части, а также из миоцена Предкарпатья, Закарпатья, Сахалина и Камчатки.

Valvulineria complanata (Orbigny)

Табл. VIII, рис. 6а, б, в; 7а, б, в

1846. *Rosalina complanata* Orbigny. Foram. foss. Vienne, стр. 175, табл. X, рис. 13—15.

Голотип из третичных отложений Венского бассейна (тортон).

Оригиналы № 5471, 5533 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Рыбница, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина небольшая, овального очертания сильно сжатая с боков, с угловато-округлым периферическим краем. Спираль состоит из 2—2,5 оборотов. В последнем обороте 8 камер, редко больше или меньше на одну камеру. Брюшная сторона немного более выпуклая, чем спинная, камеры на ней

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя. 33

треугольные, выпуклые, изогнутые, внутренние концы их не соединены в центре, благодаря чему образуется пупочное углубление. Последняя камера заметно крупнее, чем предыдущие, более вздутая, пупочный конец ее оттянут в виде лопасти с губой, частично прикрывающей пупочное углубление. Спинная сторона уплощенная, иногда кажется совершенно ровной. Камеры на ней сильно изогнутые — крыловидные. В первом обороте они короткие и угловатые, часто имеют вид бугорков, окружающих начальную камеру. Септальные швы углубленные, узкие, но довольно отчетливые; на спинной стороне они более изогнутые, чем на брюшной. Спиральный шов слегка волнистый, отчетливый.

Устье щелевидное, немного изогнутое, расположено между периферическим краем и пупком, частично прикрыто выступом последней камеры. Стенка пористая, стекловидная.

Размеры ряда экземпляров: наибольший диаметр 0,26—0,36 мм, толщина 0,11—0,17 мм.

Данный вид вполне отвечает по всем признакам типичной *Valvulineria complanata*, описанной Орбиньи (1846) из миоцена Венского бассейна, несмотря на небольшие колебания в форме периферического края и толщине раковины. Названные признаки относятся к категории внутривидовой изменчивости вальвулинерий. Они наблюдались у *V. arcuata* (Reuss), *V. marmaroschensis* Pischvanova и *V. friedbergi* Bieda. Последняя ничем не отличается от типичных представителей *V. complanata* и, по-видимому, не может считаться самостоятельным видом.

Распространение. По данным Орбиньи (1846), этот вид широко распространен в миоцене Венского бассейна. Часто встречается в тортоне Албании, как показали исследования лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Довольно характерен для отложений косовской свиты (тортон) Предкарпатъя; в отдельных горизонтах встречается в значительных количествах.

Valvulineria arcuata (Reuss)

Табл. VIII, рис. 8а, б, в

1850. *Rosalina arcuata* Reuss. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, т. I, стр. 372, табл. 47, рис. 4.

Голотип из соленосных отложений Велички (н. тортон).

Оригинал № 5472 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина средних размеров, округлая, с тупопростиренным периферическим краем, с открытым пупком. Спираль состоит из 2—2,5 оборотов, в последнем из них 8 камер. Брюшная сторона значительно более выпуклая, чем спинная,

низко усеченно-конусовидная. Камеры брюшной стороны треугольные, выпуклые, постепенно увеличивающиеся с ростом раковины, пупочные концы их широко закругленные, не смыкающиеся, благодаря чему образуется широкое пупочное углубление. Последняя камера более крупная, почти в два раза больше предыдущей, вздутая, пупочный конец ее несколько оттянут и расширен, частично прикрывает пупочное углубление. На спинной стороне камеры почти плоские, слегка выпуклые, крыловидные. Камеры ранних оборотов обычно немного выступают над камерами последнего оборота. Начальная камера маленькая, округлая, слабо выделяющаяся среди камер первого оборота. Септальные швы довольно четкие, углубленные; на брюшной стороне они слабо изогнутые, почти радиальные, на спинной — сильно изогнутые в направлении завивания раковины. Устье щелевидное, расположено между пупком и периферическим краем у основания устьевого поверхности последней камеры. Стенка стекловидная, заметно пористая.

Размеры изображенного экземпляра: наибольший диаметр 0,36 мм, толщина 0,20 мм; размеры других экземпляров: наибольший диаметр 0,30—0,40 мм, наименьший — 0,22—0,32 мм, толщина 0,15—0,20 мм.

Изменчивость у этого вида проявляется в форме периферического края, от угловато-округлого до заметно приостренного (у более сжатых экземпляров), а также в характере спинной стороны раковины, которая бывает иногда более выпуклой, чем у описываемых экземпляров.

От *V. complanata* (O g b.) этот вид отличается меньшей уплощенностью и большей приостренностью периферического края.

Распространение. Впервые описан Рейссом (1850) из соленосных отложений (тортон) Велички (Польша).

Довольно характерен для отложений косовской свиты (тортон) Предкарпатья, в отдельных горизонтах обнаружен в значительном количестве.

Valvulineria marmaroschensis P i s c h v a n o v a

Табл. VIII, рис. 9а, б, в

1950. *Valvulineria marmaroschensis* П и щ а н о в а. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, стр. 296—297, табл. I, рис. 4, 5, 6, 7.

Оригинал № 5473 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина небольших размеров, овальная, с заостренным периферическим краем. Состоит из 3 оборотов спирали; в последнем 7 камер. Брюшная сторона выпуклая, спинная — уплощенная с несколько выступающими камерами

первых оборотов. Камеры на спинной стороне изогнутые и несколько выпуклые, на брюшной — треугольные. Последняя камера снабжена языкообразным выступом с губой, закрывающей всю пупочную область или часть ее. Швы ясные, на спинной стороне широкие, изогнутые в направлении завивания раковины. На брюшной стороне швы углубленные. Устье щелевидное, расположено под губой. Стенка гладкая, мелкопористая.

Размеры изображенного оригинала: диаметр 0,42 мм, толщина 0,21 мм.

Изменяемыми признаками данного вида являются размеры раковины (наибольший диаметр 0,40—0,60 мм, толщина 0,15—0,25 мм), а также величина пупка и прикрывающей его лопасти.

От *Valvulineria complanata* (Orb.) (Орбини, 1846) из тортонских отложений Венского бассейна описываемая форма отличается более заостренным периферическим краем и сильно изогнутыми камерами на спинной стороне. Она отвечает признакам *V. marmaroschensis* Pischvanova, известной из хустецкой свиты Закарпатъя.

Распространение. *V. marmaroschensis* впервые описана Пишвановой (1950) из хустецкой свиты (тортон) Закарпатъя.

Род *GYROIDINA* Orbigny, 1826

Тип рода *Gyroidina orbicularis* Orbigny, 1826; современный, Адриатическое море возле Римини (Италия).

Известен с нижнего мела до настоящего времени. В современных бассейнах известен в теплых и холодных водах различной глубины.

В СССР первое появление представителей этого рода отмечается в нижнем мелу, расцвет приурочен к верхнему мелу, часто еще встречается в палеогене, реже в неогене.

Gyroidina marina Pischvanova

Табл. IX, рис. 1а, б, в

1958. *Gyroidina marina* Пишванова. Труды ВНИГНИ, Палеонт. сб., вып. IX, Гостоптехиздат, стр. 251, табл. IV, рис. 2а, б, в.

Оригинал № 3042 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатъя, с. Нягово, тячевская свита (тортон).

Описание. Раковина маленьких размеров, трохоидная, округлая, неравнодвояковыпуклая, с округлым, волнистым периферическим краем. Спинная сторона слегка выпуклая, состоит из 2—2,5 оборотов спирали. В последнем обороте 5—7 камер. Камеры на спинной стороне выпуклые, неправильно четырехуголь-

ной формы, в виде валиков, незначительно возрастающие в величине.

Спиральный шов углубленный, хорошо заметный. Септальные швы слегка углубленные, прямые.

Брюшная сторона усеченно-коническая, на ней заметен лишь последний оборот, который состоит из 6—7 камер, треугольных, слегка выпуклых, постепенно увеличивающихся в размерах.

Швы на брюшной стороне углубленные, прямые, сходящиеся в едва заметном пупочном углублении.

Устье в виде узкой щели с губой расположено в основании выпуклой вытянуто-овальной устьевой поверхности. Стенка известковая, гладкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы: наибольший диаметр 0,25 мм, толщина 0,18 мм.

Число камер в последнем обороте меняется от 6 до 7.

От *Gyroidina soldanii* Orbigny описанная форма отличается меньшими размерами раковины, меньшим числом камер в последнем обороте, волнистым периферическим краем, более выпуклыми камерами на спинной и отчасти на брюшной стороне, выпуклой устьевой поверхностью, закрытым пупком, усеченно-конической брюшной стороной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые обнаружен в тячевской свите (тортон) Закарпатья. Затем был встречен в стебникской свите (средний миоцен) и косовской свите (тортон) Предкарпатья.

По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известен из среднемиоценовых отложений Албании.

Gyroidina borislavensis Maslakova

Табл. IX, рис. 2а, б, в; 3а, б, в

1953. *Gyroidina borislavensis* Мятлюк. Ископ. фораминиферы СССР, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, стр. 61, табл. VIII, рис. 1а—в

Оригиналы № 5475 и 5534 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, ручей Зрубань, приток р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина овального очертания, сильно сжатая с боков, с узко закругленным периферическим краем. Спираль состоит из двух быстро возрастающих оборотов, в последнем из них 8 постепенно увеличивающихся камер. Спинная сторона уплощенная, почти ровная или с чуть возвышающимися камерами внутреннего оборота. Камеры на ней четырехугольные, плоские, а разделяющие их швы узкие и слегка изогнутые назад, реже прямые.

Брюшная сторона слегка выпуклая с плоскими треугольными камерами, отделенными друг от друга тонкими слегка вдавленными септальными швами, почти радиально-расходящимися к пе-

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 37

риферии. Пупочные концы камер несколько оттянуты и закруглены около очень узкого и мелкого пупочного углубления. Устье щелевидное, немного изогнутое в форме полулунного отверстия, расположено между периферическим краем и пупочным углублением у основания полукруглой устьевой поверхности. Стенка тонкопористая, гладкая.

Размеры голотипа: наибольший диаметр 0,31 мм, толщина 0,15 мм.

Изменчивость отмечалась только в колебаниях величины раковины.

По наличию пупочного углубления описываемая форма отнесена к роду *Gyroidina*.

Этот вид описан впервые Н. И. Маслаковой и опубликован Е. В. Мятлюк (1953) из верхнеэоценовых отложений (попельская серия) Восточных Карпат. Наши экземпляры этого вида отличаются от эоценовых немного более крупными размерами и менее сильно искривленными швами. Наиболее близким к описываемому видом является *Gyroidina octocamerata* Cushman et Hanna из эоценовых отложений Калифорнии. От последнего *G. borislavensis* отличается удлинено-овальным очертанием раковины, совершенно ровным нелопастным периферическим краем, значительно более уплощенной спинной стороной и более широким последним оборотом.

Распространение. Встречен в богатом комплексе разнообразных фораминифер в разрезе нижневоротыщенской свиты (олигоцен) у с. Нагуевичи и по разрезу р. Воротыще.

Подсемейство EPONIDINAE Hofker, 1951, trans. Subbotina, 1959

Род EPONIDES Montfort, 1808

Тип рода — *Nautilus repandus* Fichtel et Moll, 1798; современный, Средиземное море.

Известен с юры (?) до настоящего времени. В СССР первое появление отмечено в меловых отложениях Кавказа и Сибири. Большое количество видов установлено из верхнего мела и палеогена Русской платформы, Кавказа и Средней Азии:

Eponides umbonatus (Reuss)

Табл. IX, рис. 4а, б, в

- 1851. *Rotalina umbonata* Reuss. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., т. 3, стр. 75, табл. V, рис. 35а—с.
- 1929. *Eponides umbonatus* Cushman. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., т. 5, стр. 98, табл. 14, рис. 8а—с.
- 1932. *Eponides umbonatus* Nuttall. J. Paleont., т. VI, № 1, стр. 26, табл. 6, рис. 4, 5.
- 1947. *Eponides umbonatus* Субботина. Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии, Ленгостоптехиздат, стр. 103, табл. V, рис. 20—22.

Голотип из третичных отложений Германии.

Оригинал № 5476 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Прут, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина небольшая, округлая, равнодвояково-выпуклая, с заостренным и слегка килеватым периферическим краем. Спираль компактно-свернутая в 2,5—3 оборота. В последнем обороте насчитывается до 6 постепенно увеличивающихся камер. Камеры спинной стороны различимы лишь в последнем обороте, где они имеют форму низких вытянутых валиков, отделенных друг от друга короткими радиально направленными швами. На брюшной стороне камеры треугольные, слегка выпуклые, с заметно оттянутыми и завернутыми концами в чуть возвышающийся пупок. Септальные швы углубленные и сильно изогнутые в пупочной области. Устье щелевидное, расположено у основания низкой и широкой устьевой поверхности, между пупочной областью и периферическим краем. Стенка гладкая, тонкопористая.

Р а з м е р ы изображенного оригинала: наибольший диаметр 0,33 мм, ширина 0,20 мм.

На нашем материале этот вид в основных своих признаках является устойчивым, наблюдались незначительные колебания лишь в размерах раковины. Он обладает всеми признаками типичного *Eponides imbonatus* (Reuss), впервые описанного его автором из олигоценовых отложений Германии (Рейсс, 1851).

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кешмэном (1929) обнаружен в третичных отложениях Венесуэлы, Нутталлом (1932) — в нижнем олигоцене Мексики. По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), встречается в среднемиоценовых отложениях Албании.

В небольшом числе экземпляров обнаружен в поляницкой и нижневоротыщенской свитах (олигоцен) разрезов рр. Прут, Великий Лукавец, Воротыще и Радычев, а также в верхневоротыщенской свите (нижний миоцен) по р. Прут и в стебникской свите (средний миоцен) стрыйского разреза.

По данным Н. Н. Субботиной (1947), известен в палеогене Кавказа.

Eponides octocameratus Subbotina sp. n. *

Табл. IX, рис. 5а, б, в — 7а, б, в

Голотип № 3423 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригиналы № 5478, 5535 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Гавриловка, стебникская свита (средний миоцен).

* *Octocameratus* — в переводе «восьмикамерный». Описание дано Н. Н. Субботиной.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 39

О п и с а н и е. Раковина маленькая, с округлым, слабо волнистым контуром. Спинная сторона уплощенная, брюшная выпуклая, полушаровидная. Спираль состоит из трех оборотов, причем ширина каждого из них в пределах оборота одинакова. Каждый последующий оборот в 2 раза больше предыдущего. В последнем обороте 8 камер, сильно вытянутых по направлению завивания раковины. Благодаря этому они имеют вид прямоугольников с искривленными сторонами. С брюшной стороны камеры имеют вид секторов круга. В пределах каждого отдельно взятого оборота камеры очень мало увеличиваются и на первый взгляд представляются одинаковыми. На брюшной стороне пупочные концы камер плотно соединены. Швы простые, слегка углубленные. Спиральный шов повторяет контур периферического края. Устье незаметное. Стенка гладкая.

Р а з м е р ы голотипа: диаметр 0,09 мм, толщина 0,04 мм; оригинала: диаметр 0,11 мм, толщина 0,05 мм.

В небольших пределах изменяется контур раковины и форма камер. Близким по количеству оборотов и форме камер видом является *Eponides minima* C u s h m a n (Кешмэн, 1935) из верхнего эоцена США. Однако карпатский вид еще меньше по размерам, не имеет килля, бугорков на брюшной стороне, уплощен со спинной стороны, тогда как у *E. minima* раковина двояковыпуклая. От *E. exigua* (Н. В. В г а д у) (Брэди, 1884) рассматриваемый вид отличается простыми швами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В небольшом количестве экземпляров встречен в поляницкой и в нижневоротыщенской свитах рр. Воротыще, Великий Лукавец и Радычев. В большом количестве найден в стебникской свите (средний миоцен).

Eponides binominatus S u b b o t i n a sp. n. *

Табл. IX, рис. 8а, б, в — 10а, б, в

Голотип № 3421 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригиналы № 3422, 5536 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина очень маленькая, с округлым контуром, эволютная, с выпуклой спинной стороной, уплощенной и даже иногда слабо вогнутой брюшной. Периферический край слегка приостренный, совершенно ровный, без всяких следов волнистости. Спираль состоит из двух с половиной оборотов. В пределах каждого отдельно взятого оборота его ширина совершенно одинакова. Последний оборот в два раза шире предпослед-

* *Binominatus* — в переводе «дважды названный». Описание дано Н. Н. Субботиной.

него. В последнем обороте насчитывается 12 камер, очень неравномерно отличающихся одна от другой по величине. Форма камер на спинной стороне прямоугольная. Хорошо заметен ровный спиральный шов, повторяющий контур раковины. Септальные швы на спинной стороне прямые, двуконтурные, почти перпендикулярные к периферическому краю, иногда слегка наклонены. Камеры на брюшной стороне имеют вид почти правильных секторов круга. В середине брюшной стороны видно относительно большое пупочное углубление, диаметр которого составляет, примерно, $\frac{1}{3}$ диаметра всей раковины. Устье незаметное. Стенка тонкая гладкая.

Размеры изображенных экземпляров: голотип № 3421 — диаметр (рис. 1) 0,11 мм, толщина 0,04 мм; оригинал № 3422 (рис. 2) — диаметр 0,11 мм, толщина 0,05 мм.

К индивидуальным изменениям можно отнести степень выпуклости спинной стороны, а также характер швов и форму камер. Помимо совершенно прямоугольных, у некоторых экземпляров камеры на спинной стороне имеют ромбовидную форму.

Рассматриваемый вид по количеству и форме камер последнего оборота приближается к эоценовому *Eponides guayabalensis* Cole, но отличается от него значительно меньшими размерами и меньшим количеством оборотов.

От *E. jamaicensis* из среднего эоцена Ямайки, имеющего то же количество оборотов и близкую форму камер, предкарпатский вид отличается, кроме мелких размеров, меньшим количеством камер последнего оборота, которых у *E. jamaicensis* от 16 до 18, и отсутствием киля.

Распространение. В небольшом числе экземпляров этот вид обнаружен в нижневоротыщенской и стебникской свитах Предкарпатя.

Eponides nanus (Reuss)

Табл. IX, рис. 11а, б, в — 13а, б, в

1850. *Rotalina nana* Reuss. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, т. I, стр. 371, табл. XLVI, рис. 23.

1958. *Eponides nanus* Крашенинников. Палеонтол. сб., Труды ВНИГНИ, вып. IX, стр. 231, табл. IV, рис. 4а, б, в.

Голотип из соленосных отложений Велички (Польша) (нижний тортон).

Описание. Раковина очень маленькая, округлая, почти равнодвояковыпуклая, с килеватым волнистым периферическим краем. Спираль состоит из $2\frac{1}{2}$ —3 узких оборотов почти одинаковой высоты. В последнем обороте 6—7 постепенно увеличивающихся камер. Брюшная сторона немного более выпуклая, чем спинная, с треугольными выпуклыми и изогнутыми камерами, пупочные концы которых оттянуты; в центре брюшной стороны

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатя 41

возвышающаяся приостренная пупочная область. Камеры спинной стороны полукруглые и совершенно плоские. Септальные швы на брюшной стороне углубленные, заметно изогнутые, особенно в пупочной области, к периферии выпрямляются; на спинной стороне они более узкие, наклоненные назад, часто плохо различимые. Спиральный шов более выделяющийся, четко оконтуривает внутренние обороты раковины. Устье низкое и широкое, протягивается от пупка к периферическому краю. Стенка мелкопористая, стекловидная.

Размеры изображенных оригиналов: диаметр 0,20—0,40 мм, толщина 0,10—0,25 мм.

Отвечает типичным экземплярам *Eponides nanus* (Reuss).

Распространение. Впервые описан Рёйссом из соленосных отложений (тортон) Велички, Польша.

Единичные экземпляры обнаружены в миоцене Предкарпатя, начиная со стебникской свиты (средний миоцен).

Семейство SIPHONINIDAE Cushman, 1928

Подсемейство SIPHONININAE Cushman, 1928

Род SIPHONINA Reuss, 1850

Тип рода — *Siphonina fimbriata* Reuss, 1850 (= *Rotalina reticulata* Czjzek, 1848); средний миоцен, Венский бассейн.

Известен с мела до настоящего времени. В СССР встречается в эоценовых отложениях.

Siphonina reticulata (Czjzek)

Табл. X, рис. 1а, б, в

1848. *Rotalina reticulata* Czjzek. Haidinger's Naturw. Abhandl., т. II, стр. 145, табл. XIII, фиг. 7, 9.

1850. *Siphonina fimbriata* Reuss. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, стр. 372, табл. XLVII, фиг. 6а, б.

Оригинал № 5487 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Прут, стебникская свита (средний миоцен).

Описание. Раковина округлая, уплощенная, слабодвояковыпуклая. Периферический край острый, лопастной, снабженный бахромчатым килем. Спираль состоит из 2—2½ оборотов, в последнем из них 5 камер. На брюшной стороне камеры выпуклые, треугольные. В центре брюшной стороны имеется выдающаяся пупочная шишка. Последняя камера непропорционально велика по сравнению с предыдущей и более вздутая. На спинной стороне камеры более уплощенные и изогнутые, а в ранних обо-

ротах совершенно неразличимые. Швы на брюшной стороне довольно четкие, углубленные, двуконтурные и почти прямые; на спинной стороне они едва заметные, сильно изогнутые, местами бахромчатые, устье имеет форму сплюсненной трубки, с утолщенным краем, заметно только с брюшной стороны раковины, где оно расположено во внешнем углу последней камеры. Стенка тонкопористая, стекловидная.

Р а з м е р ы: наибольший диаметр 0,28 мм, толщина 0,14 мм.

От *Siphonina reticulata* (C z j z e k) из миоценовых отложений Австрии отличается гораздо меньшей величиной раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нами обнаружена в отложениях стебникской свиты. По И. М. Айзенштат (1949), известна во многих разрезах среднемиоценовых отложений западных районов Украины.

НАДСЕМЕЙСТВО NONIONIDEA Schultze, 1854
trans. Subbotina, 1959

Семейство ANOMALINIDAE Cushman, 1927

Подсемейство CIBICIDINAE Cushman, 1927

Род CIBICIDES Montfort, 1808

Тип рода — *Cibicides refulgens* Montfort, 1808, современный, Адриатическое море.

Характерен для мелких и прибрежных вод. Встречен в песчаных, глинистых и известковистых осадках. По данным Геллоуэя (1933), существует уже в триасе. В СССР обильно и разнообразно представлен в верхней части верхнемеловых и в нижней части третичных отложений Русской платформы, Крыма, Северного Кавказа, Эмбенской области, полуострова Мангышлак, Средней Азии и Западной Сибири.

Cibicides (Cibicidoides) borislavensis Aisenstat

Табл. XIV, рис. 1а, б, в — 9а, б, в

1954. *Cibicides (Cibicidoides) borislavensis* В. П. Василенко. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 80, стр. 181, табл. XXXII, рис. 2а, б, в.

Оригинал № 5080 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, окрестности г. Борислава, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригиналы № 3443, 3445, 3447, 3448 — Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен); оригиналы № 3444, 3449, 3450, 3451, 3452 — Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья 43

О п и с а н и е. Раковина округлого очертания с конически выпуклой брюшной стороной. Периферический край приостренный, иногда даже с намечающимся килем, ровный, неволнистый. Спираль состоит из $2\frac{1}{2}$ совершенно не объемлющих друг друга оборотов. В последнем обороте 11 камер. На спинной стороне камеры плоские, неправильно четырехугольные, неравномерно увеличивающиеся в размерах. На брюшной стороне камеры выпуклые, серповидно изогнутые, очень мало отличающиеся друг от друга по размерам. Последняя камера слегка возвышается над общей поверхностью раковины. Пупочная область занята крупной стекловидной шишкой, поперечник которой составляет до $\frac{1}{3}$ поперечника всей брюшной стороны. Спиральный шов слегка углубленный, совершенно ровный, без всяких следов волнистости. Септальные швы ровные, двуконтурные на спинной стороне, простые на брюшной. Устье щелевидное, дугообразно изогнутое, окаймленное ободком, расположено у периферического края и переходит на спинную сторону под приподнятый край последней камеры. Стенка мелкопористая.

Р а з м е р ы голотипа: наибольший диаметр 0,25 мм; наибольшая толщина 0,15 мм.

К индивидуальным изменениям у этого вида относятся размеры стекловидной шишки брюшной стороны, которая бывает то очень слабо выражена, то тех размеров, которые указаны в описании. Наблюдаются некоторые изменения в толщине раковины; кроме типичных плоско-выпуклых экземпляров, встречаются почти двояковыпуклые, у которых спинная сторона вместо плоской становится слабо выпуклой. У некоторых экземпляров хорошо прослеживается килеватость периферического края. В довольно больших пределах варьируют размеры раковины.

И. М. Айзенштат, впервые описавшая этот вид из нижневоротыщенской свиты района г. Борислава, сравнивает его с *C. lopjanicus* Matlik из эоценовых (флишевых) отложений Карпат. Действительно, у этих видов имеется много общего в размерах раковин, числе камер последнего оборота и плоско-выпуклой форме. Однако *C. lopjanicus* обладает полуинволютной раковиной, тогда как *C. borislavensis* совершенно эволютный. Кроме того, у *C. lopjanicus* швы широкие, а у рассматриваемого вида очень узкие, ровные, как бы нарисованные.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в поляницкой и нижневоротыщенской свитах (олигоцен) разрезов рр. Прут, Великий Лукавец, Воротыще и Радычев и в горных выработках профиля Россульно-Китван, а также в верхневоротыщенской свите (нижний миоцен) разреза р. Воротыще.

Изредка встречается также в стебникской свите (средний миоцен).

44 . Н. Н. Субботина, Л. С. Пишванова, Л. В. Иванова

Cibicides (Cibicidoides) sigmoidalis Subbotina *

Табл. XIV, рис. 10а, б, в.

1954. *Cibicides (Cibicidoides) sigmoidalis* В. П. Василенько. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 80, стр. 182, табл. XXXII, рис. 4а, б, в.

Голотип № 3453 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, с овальным контуром, почти целиком инволютная. Периферический край ровный, не лопастной, слегка приостренный. Спинная сторона уплощенная, брюшная — слегка выпуклая. В последнем обороте 7 серповидно изогнутых камер, разделенных широкими, сигмоидально-изогнутыми двуконтурными швами.

Сигмоидальный изгиб швов особенно хорошо заметен у двух последних камер. В середине спинной стороны, в том месте, где слабо просвечивают первые обороты, заметно небольшое углубление. Брюшная сторона неравномерно выпуклая: в области первых оборотов спирали она более уплощена, в области последнего оборота — более выпуклая. Пупочные концы камер неплотно соединены, как бы оставляя место для маленького округлого пупочного углубления. Устье типичное для рода. Стенка мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра: наибольший диаметр 0,16 мм, толщина 0,10 мм.

Рассматриваемый вид довольно постоянен в своих основных признаках, отличаясь от встречающегося в тех же отложениях *C. borislavensis* овальным очертанием раковины и значительно менее выпуклой брюшной стороной. Варьирующим признаком является ширина швов, сохраняющих, однако, всегда характерный сигмоидальный изгиб.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в небольшом количестве экземпляров в поляницкой свите (олигоцен) рр. Великий Лукавец и Радычев и в верхневоротыщенской свите (нижний миоцен) р. Воротыще.

Cibicides (Cibicidoides) abnormis Pischvanova **

Табл. XIV, рис. 11а, б, в

1954. *Cibicides (Cibicidoides) abnormis* В. П. Василенько. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 80, стр. 183, табл. XXXII, рис. 5а, б, в.

Голотип № 3049 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, средний миоцен.

* *Sigmoidalis* — в переводе «сигмоидальный».

** Описание дано Л. С. Пишвановой.

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатя 45

Оригинал № 5216 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Гавриловка, стебникская свита (средний миоцен).

Раковины данного вида были отмечены Л. С. Пишвановой (1949) как *Cibicides* sp. из хустецкой свиты Закарпатя. В дальнейшем эта форма была обнаружена в значительном числе особей в нижней части тячевской свиты. Близких видов в литературных источниках не отмечено.

Распространение. В Закарпатской области обнаружен в хустецкой и в нижней части тячевской свит (средний миоцен). В Предкарпатье встречается в стебникской свите (средний миоцен).

Семейство NONIONIDAE Schultze, 1854,
trans. Reuss, 1860

Подсемейство NONIONINAE Schultze, 1854

Род NONION Montfort, 1808

Тип рода — *Nautilus incrassatus* Fichtel et Moll, 1798; современное, Средиземное море.

Распространение. Юра (?) — ныне. Известен в СССР с палеоцена.

Nonion tumidulus Pischvanova sp. n. *

Табл. III, рис. 9а, б; 10а, б

Голотип № 5217 и оригинал № 5081 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Быстрица-Надворнянская, стебникская свита (средний миоцен).

Описание. Раковина овальная, сжатая с боковых сторон, с незначительно приостренным периферическим краем. Пупочная область слегка углублена и заполнена дополнительными мелкозернистыми скелетными образованиями. Наружный оборот содержит 8—9 камер треугольной формы. Камеры слегка изогнутые в направлении завивания раковины, очень незначительно выпуклые, быстро нарастают в размерах по мере роста раковины. Швы изогнутые, слегка углубленные. Устье полулунное, расположено у основания устьевой поверхности. Стенка тонкая, известковистая, мелкопористая.

Размеры изображенного экземпляра: наибольший диаметр 0,14 мм, толщина 0,06 мм. Средние размеры: наибольший диаметр 0,14 — 0,23 мм, толщина 0,06 — 0,12 мм.

* *Tumidulus* — в переводе «раздутый». Описание дано Л. С. Пишвановой.

Раковины данного вида относились предыдущими исследователями, по-видимому, к *Florilus boueanus* (Orbigny). Однако нам удалось отметить большие отличия у выделенного нового вида, т. е. у *N. tumidulus*. Обнаруженные нами раковины сохраняют постоянство в своих отличительных признаках. Они обладают гораздо меньшими размерами, чем *Florilus boueanus*, значительно меньшим числом камер в последнем обороте. Отличается и форма раковины. Так, у *F. boueanus* последняя камера сильно вытянутая, что придает раковине узкоовальное очертание, в то время как у нашего вида раковина более компактная и имеет более широко-овальное очертание. Камеры у *F. boueanus* очень узкие, серповидные и сильно вытянутые. У наших экземпляров камеры широкие, почти треугольные. Устьевая поверхность у наших форм имеет овальное очертание, а у *F. boueanus* почти треугольное. Со стороны периферического края наши раковины, в отличие от *F. boueanus*, более широко-овальные, со слегка приостренным периферическим краем. Все отмеченные признаки, как показывает опыт работы исследователей с этой группой видов рода *Nonion*, являются видовыми, а поэтому исследованные нами раковины выделены в особый вид. Морфологические отличия подтверждаются данными стратиграфического распространения.

Другие более близкие виды пока неизвестны.

Распространение. Раковины данного вида нами были обнаружены в стебникских отложениях (средний миоцен) Предкарпатья.

Nonion punctatus (Orbigny)

Табл. II, рис. 9а, б

1846. *Nonionina punctata* Orbigny. Foram. foss. Vienne, стр. 111, табл. V, рис. 21, 22.

Голотип из третичных отложений Венского бассейна.

Оригинал № 5507 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Ходновичи, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина округлая, почти равномерно сжатая во всех своих частях, с закрытым пупком, с узкоокруглым периферическим краем. В последнем обороте 8—9 слегка выпуклых камер, разделенных между собой углубленными, значительно изогнутыми назад швами. В пупочной области швы более расширены, становясь как бы двуконтурными, ближе к периферии постепенно сужаются и изгибаются. Пупочная область слегка вогнутая, почти плоская, усеянная очень мелкими гранулами. Устье медианное, имеет вид полукруглого отверстия, расположенного в основании устьевой поверхности. Очертание устьевой поверхности полукруглое. Стенка тонкая, стекловидная, мелкопористая, иногда слегка шероховатая.

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатья 47

Р а з м е р ы изображенного оригинала: наибольший диаметр 0,27 мм; толщина 0,11 мм. У другого более мелкого экземпляра диаметр 0,20—0,22 мм, толщина 0,09 мм.

Если не считать грануляцию пупочной области, которой у некоторых экземпляров нет, то признаки этого вида являются более или менее устойчивыми.

Описываемые формы вполне отвечают типичным экземплярам *N. punctatus* (O r b.), от которых отличаются лишь меньшими размерами. По внешнему облику они напоминают *Nonion granosus* (O r b.) var. *parvus* B o g d. (Богданович, 1950) из чокракских отложений Западного Предкавказья, отличаясь более сжатой раковиной, большим размером камер в последнем обороте и более углубленными септальными швами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Орбиньи (1846) из миоценовых отложений Венского бассейна.

Редко встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатья.

Nonion martkobi (B o g d a n o w i c z)

Табл. III, рис. 1а, б

1932. *Nonion stelligerum* Долгопольская и Паули. Труды Карадагской биологической станции, вып. 4, стр. 31, табл. 3, рис. 12а, б.
1947. *Nonion martkobi* Богданович. Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Ленгостоптехиздат, стр. 30—31, табл. IV, рис. 4а—с.
1948. *Nonion martkobi* Венглинский. Труды Львов. геол. общ., палеонт. сер., вып. 1, стр. 78, табл. I, рис. 1, 2.
1952. *Nonion martkobi* Волошинова. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, стр. 26, табл. II, рис. 7а, б; 9.
1958. *Nonion martkobi* Венглинский. АН УРСР, Ін. геол. корисн. коп., стр. 104, табл. XXI, рис. 1а, б.

Голотип № 775 в коллекции ВНИГРИ, Западная Кубань, нижний сармат.

Оригинал № 5508 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина округлая, сильно сжатая, с узко-округлым периферическим краем. В последнем обороте 8—9 слабо выпуклых камер, постепенно увеличивающихся в размерах с ростом раковины. Пупочная область слабо вогнутая, усеянная однообразными мелкими гранулами. Швы углубленные, слабо изогнутые назад; на периферии они более узкие и неглубокие, в пупочной области заметно расширяются и углубляются. Устье наблюдать не представлялось возможным. По данным А. К. Богдановича (1947), устье представлено у северокавказских особей несколькими округлыми отверстиями, расположенными у основания устьевой поверхности. Устьевая поверхность имеет вид

узкого овала. Высота ее в два раза больше ширины. Стенка стекловидная, мелкопористая.

Размеры оригинала: наибольший диаметр 0,34 мм, толщина 0,14 мм. Размеры других экземпляров почти такие же.

На нашем материале можно было лишь подтвердить устойчивость признаков *N. martkobi*, наблюдавшуюся автором этого вида. Наши экземпляры обладают всеми характерными признаками типичных экземпляров этого вида. Осталось невыясненным строение устья, но, по-видимому, оно такое же, как у голотипа. Пожалуй, единственным отличием от северокавказских особей служит характер швов, менее расширенных у пупочной области и поэтому не образующих такую отчетливую звездчатую фигуру, как это наблюдается у многих раковин из коллекции А. К. Богдановича.

Распространение. Редко встречается в отложениях нижней части косовской свиты (тортон) Предкарпатья. Ранее известен, по данным Богдановича (1947), только из нижне- и среднесарматских отложений Кавказа, Крыма, а также, по данным И. В. Венглинского (1948), из тех же отложений окрестностей с. Березинки Закарпатской области. Н. А. Волошинова (1952) в сводной работе отметила его из тех же отложений Крымско-Кавказской области и Украины.

Porosononion subgranosus (Egger)

Табл. III, рис. 5а, б; 6а, б

1857. *Nonionina subgranosa* Egger. Neues Jahrb. Min., стр. 299, табл. 14, рис. 16—18.
 1947. *Nonion subgranosus* Богданович. Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии, Ленгостоптехиздат, стр. 29—30, табл. IV, рис. 1а, б, 2.
 1952. *Nonion subgranosus* Волошинова. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, стр. 25, табл. II, рис. 8а, б.
 1958. *Nonion subgranosus* Венглі́нський. АН УРСР, інст. геол. корисн. коп., Вид. АН УРСР, стр. 103, табл. XX, рис. 8а, в; 9.

Голотип из миоценовых отложений Германии (окрестности г. Ортенбурга).

Оригиналы № 5510, 5525 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина округлая, сильно сжатая с боков, с закругленным и немного суженным, ровным периферическим краем. В последнем обороте 12 слегка выпуклых, постепенно увеличивающихся камер. Пупочная область почти плоская, заполнена довольно крупными прозрачными блестящими гранулами. На отдельных экземплярах отчетливо можно проследить спиральное расположение гранул, образующих $2\frac{1}{2}$ —3 оборота, отвечающих числу оборотов раковины. Швы углубленные и слабо изогнутые назад, почти радиальные. Устье сложное, многоотверстное, представлено тремя рядами маленьких округлых

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпаття 49

отверстий, по 4—5 в каждом ряду. Первый ряд отверстий расположен дугообразно у основания устьевой поверхности, второй и третий ряды — соответственно выше, занимая до $\frac{3}{4}$ устьевой поверхности. Среди немногих встреченных экземпляров лишь у одного довольно отчетливо наблюдалось устье, у остальных последняя камера была разрушена, а устьевая поверхность предпоследней камеры сильно сглажена. Очертание устьевой поверхности овальное с закруглением сверху. Стенка стекловидная, грубопористая, довольно толстая, лучистая, что хорошо видно на экземплярах с обломанной последней камерой.

Размеры оригинала, изображенного на табл. III: диаметр 0,45 мм, толщина 0,25 мм. Размеры других экземпляров незначительно отличаются от приведенных размеров оригинала.

В нашем материале этот вид обладает довольно устойчивыми признаками.

Описываемые экземпляры вполне отвечают типичным *P. subgranosus* (Egger) из миоценовых отложений Германии. Хорошее дополнение к первому описанию этого вида, особенно касающееся устья раковины, дано А. К. Богдановичем (1947) на материале из сарматских отложений Кубани. Все же, судя по изображению, приведенному им, кубанские особи менее близки к эггеровским, чем предкарпатские экземпляры. У кубанских форм раковина имеет более широко округленный периферический край, швы менее отчетливые, а гранулы в пупочной области носят совершенно иной характер. Кубанские формы, возможно, следует рассматривать как особый варьетет, к тому же их распространение отвечает более высоким горизонтам миоцена, чем распространение типичных представителей *P. subgranosus* (Egger).

Распространение. Впервые описан Эггером (1857) из миоценовых отложений Германии.

Сравнительно редко встречается в отложениях косовской свиты Предкарпаття. Обнаружен по р. Рыбнице и в скважинах с. Ковалевка, между Косовом и Коломыей. Известен в нижнем и среднем сармате Крымско-Кавказской области (Богданович, 1947). Н. А. Волошинова (1952) в своей сводной работе отметила его из тех же отложений Крымско-Кавказской области и Украины.

Porosonion ex *g. subgranosus* (Egger)

Табл. III, рис. 2а, б; 3а, б; 4а, б

Оригиналы № 5509, 5523, 5524 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпаття, с. Ковалевка, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина округлая, сильно сжатая с боков, с округлым или угловато-округлым ровным периферическим краем. В последнем обороте обычно 9 камер, редко больше или меньше на одну камеру. Камеры постепенно увеличиваются

в размерах, треугольные, слегка выпуклые, отделены друг от друга углубленными, слабо изогнутыми назад пшвами. Пупочная область слабо вогнутая, почти плоская, усеянная относительно крупными гранулами, иногда немного выступающими над плоской поверхностью боковых сторон раковины. Устье не всегда хорошо заметно, но у некоторых экземпляров со сломанной последней камерой на предыдущей камере можно установить четыре круглых маленьких отверстия, расположенных в один ряд у основания устьевой поверхности. У одного экземпляра можно различить даже два ряда подобных отверстий, расположенных между собой как бы в шахматном порядке. Очертание устьевой поверхности узкоовальное с закруглением сверху. Стенка стекловидная, заметно пористая, довольно толстая, лучистая, что хорошо видно на экземплярах с отломанной последней камерой.

Размеры оригинала № 5509: диаметр 0,40 мм, толщина 0,14 мм; у наименьших из встреченных экземпляров диаметр равен 0,20—0,28 мм, толщина около 0,10 мм.

На довольно большом нашем материале изменчивость этого вида могла быть отмечена лишь в колебании величины раковины и в степени развития дополнительного скелетного вещества в пупочной области. Более часто наблюдаются раковины с умеренно развитой грануляцией, реже — со слабой (на экземплярах с 8 камерами в последнем обороте) или с более сильной (у экземпляров с 10 камерами в последнем обороте). Этот признак, по-видимому, в некоторой степени связан и с возрастной изменчивостью.

Описываемая форма отличается от *Nonion granosus* (O g b.) характером устьевого аппарата, чем она проявляет близкое сходство с *Porosonion subgranosus* (E g g e r). От последнего она отличается гораздо меньшими размерами раковины, меньшим числом камер и менее развитой грануляцией в пупочной области.

На нашем материале подтверждается близость генетической связи между *P. ex gr. subgranosus* (E g g e r) и *P. subgranosus* (E g g e r). В пользу действительного существования такой связи свидетельствует и стратиграфическое распространение того и другого вида.

Распространение. Редко встречается в отложениях стебникской свиты (средний миоцен) Предкарпатья и более часто в расположенной стратиграфически выше косовской свите (тортон), особенно в Покутских Карпатах.

Подсемейство NONIONELLINAE Voloshinova, 1958

Род FLORILUS Montfort, 1808

Тип рода — *Nautilus asterizans* Fichtel et Moll, 1798; современный, Средиземное море.

В Европе известен с миоцена до настоящего времени, в Америке — с эоцена (?) до настоящего времени.

Florilus boueanus (O r b i g n y)

Табл. II, рис. 3а, б; 4а, б; 5а, б

1846. *Nontontina communis* O r b i g n y. Foram. foss. Vienne, стр. 106, табл. V, рис. 7, 8.
 1846. *Nontontina boueana* O r b i g n y. Foram. foss. Vienne, стр. 108, табл. V, рис. 11, 12.
 1939. *Nontontina boueanum* C u s h m a n. US Geol. Surv., Prof. Pap. 191, стр. 12, табл. III, рис. 7, 8.
 1950. *Nontontina boueanus* Б о г д а н о в и ч. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, стр. 167—168, табл. X, рис. 1а, б.
 1952. *Nontontina boueanus* В о л о ш и н о в а. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, стр. 18—19, табл. I, рис. 3а, б; 4а, б; 5а, б.

Голотип из миоцена Венского бассейна.

Оригиналы № 5504, 5521 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Быстрица-Солотвинская, стебникская свита (средний миоцен) и № 5503 косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина овальная, в ранней части сильно сжатая, в более поздней — значительно расширенная и часто раздутая. Периферический край по мере роста раковины заметно изменяется от суженного и даже килеватого на ранних стадиях до тупо-приостренного и округленного в поздней части. В последнем обороте насчитывается до 12—14 постепенно увеличивающихся узко-серповидных, слегка раздутых камер. В центральной части каждой стороны имеется немного вогнутое пупочное углубление, которое обычно усеяно мелкими гранулами. Септальные швы отчетливые, простые, углубленные, слабо изогнутые назад; на периферии они очень узкие, в пупочной области становятся более расширенными, двуконтурными. Устье medianное, имеет форму полулунной, узкой или слегка расширенной щели, расположенной у основания высокой устьевой поверхности. Очертание устьевой поверхности узко или широко овальное, всегда с тенденцией суживаться кверху. Стенка тонкая, прозрачная, мелкопористая, в основании гладкая, лишь с мелкими гранулами в пупочной области, которые часто наблюдаются и в расширенной околопупочной части швов.

Р а з м е р ы наиболее крупных особей: диаметр 0,30—0,48 мм, толщина ранней части раковины 0,06—0,08 мм; толщина поздней части 0,2—0,3 мм.

Чаще встречаются экземпляры с гораздо меньшими размерами, иногда вдвое меньшими, чем приведенные здесь размеры наиболее крупных из встреченных раковин в миоцене Предкарпатъя.

На основании данных, касающихся в основном только размеров, Орбиньи (1846) выделяет два вида (*Florilus boueanus* и *Florilus communis*), имеющих одинаковое стратиграфическое распространение. А. К. Богданович (1950), а затем Н. А. Волоши-

нова (1952) показали, что *F. boueanus* и *F. communis* представляют собой формы одного и того же вида.

В разрезах миоценовых отложений Предкарпатья раковины, ближе стоящие к *F. communis*, более часто встречаются в стебникской свите, т. е. в отложениях среднего миоцена; выше по разрезу, в косовской свите (тортон), *F. communis* встречается реже. *Florilus boueanus*, наоборот, в косовской свите встречается чаще. Кроме того, в косовской свите встречаются наиболее крупные особи. В стебникской свите встречаются более мелкие формы, которые, тем не менее, по всем другим морфологическим признакам могут быть отнесены к *F. boueanus*.

Распространение. По данным Орбиньи (1846), этот вид широко распространен в тортоне Венского бассейна. Обнаружен в тортоне Албании (данные лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, 1951—1958). В Предкарпатье встречается преимущественно в глинистых прослоях стебникской свиты (средний миоцен), где он, как и все фораминиферы из этой свиты, отличается мелкими размерами. Известен из косовской свиты (тортон) Предкарпатья. На Северном Кавказе (Богданович, 1950, 1,2; Волошинова, 1952) встречается в чокракском и тарханском горизонтах и изредка в конкских отложениях.

Ближние формы, названные нами *Florilus ex gr. boueanus*, обнаружены в поляницкой и нижневоротыщенской свитах, а также в верхневоротыщенской свите.

Подсемейство MELONISINAE Voloshinova, 1958

Род MELONIS Montfort, 1808

Тип рода — *Nautilus pompilioides* Fichtel et Moll, 1798; современный, Средиземное море.

С эоцена до настоящего времени.

Melonis soldanii (Orbigny)

Табл. II, рис. 7a, б; 8a, б

1846. *Nonionina soldanii* Orbigny. Foram. foss. Vienne, стр. 109, табл. V, рис. 15, 16.
 1848. *Nonionina falx* Czjzek. Beitrag zur Kennt. Foss. Foram. Wien. Beck, Haiding. Nat. Abh., т. II, стр. 137, табл. XII, рис. 30, 31.
 1952. *Nonion soldanii* Волошинова. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, стр. 23—24, табл. II, рис. 1a, б.

Голотип из третичных отложений Венского бассейна.

Оригиналы № 5506, 5522 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Прут, стебникская свита (средний миоцен).

Описание. Раковина в очертании округлая, компактно-свернутая, слабо сжатая, почти шаровидная, с маленьким глубоким открытым пупком. Периферический край в ранней части

слегка суженный, затем быстро расширяющийся до широко-округлого в конце спирали. В последнем обороте насчитывается 9—10 постепенно увеличивающихся в размерах камер. Камеры треугольные, уплощенные, неизогнутые или слабо-изогнутые, отделенные друг от друга отчетливыми, двуконтурными, почти прямыми радиальными швами. В пупочной области швы сливаются в кольцевидный валик, окаймляющий пупок. Устье медианное, имеет вид низкой щели, занимающей примерно одну треть основания устьевой поверхности. Устьевая поверхность очень широкая. Ее ширина почти в два раза превышает высоту. Стенка крупнопористая.

Размеры: наибольший диаметр 0,30—0,32 мм; толщина в конце спирали 0,19—0,21 мм.

Предкарпатские раковины этого вида обладают довольно устойчивыми признаками, заключающимися в их небольших размерах, в компактно свернутой спирали, широкой устьевой поверхности и в маленьком, но глубоком пупке, окаймленном кольцевидным валиком.

Наши экземпляры вполне отвечают типичным особям *Melonis soldanii* (O g b.) из миоценовых отложений Венского бассейна, только почти в два раза мельче их. От близко родственных особей, принадлежащих *M. pompilioides* (F i c h t e l et M o l l), из современных морей, отличаются менее толстой раковиной, большим числом камер и более короткой устьевой щелью.

Распространение. Впервые описан Орбини (1846) из миоцена Венского бассейна, где является широко распространенным видом. В тех же отложениях обнаружен Жичеком (1848). Встречается в среднем миоцене Албании, по данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Является обычным компонентом нонионидовой ассоциации среднемиоценовых отложений Предкавказья. Чаще всего обнаруживается в глинистых отложениях косовской свиты (тортон). В отложениях стебникской свиты (средний миоцен) встречается реже. Прослежен во многих разрезах Закарпатской области (тячевская, хустецкая и солотвинская свиты).

Отмечается в конкских отложениях Северного Кавказа (Волошинова, 1952).

Melonis bradyi Voloshinova

Табл. II, рис. 6а, б

1884. *Nonionina umbilicatulula* Brady (не *Nautilus umbilicatus* Walker et Jacob., 1798 и не *Nautilus umbilicatus* Montagu, 1803). Rep. Voy. Challenger, Zoology, т. 9, стр. 726, табл. 109, фиг. 8, 9.
1958. *Melonis bradyi* Волошинова. Микрофауна СССР, сб. IX, Труды ВНИГРИ, вып. 115, стр. 152, табл. III, фиг. 14а, б.

Оригинал № 5505 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина округлая, сжатая с боков, не вполне инволютная, так как последний оборот не всегда полностью охватывает более ранние обороты, которые поэтому частично видны в пупочной области. На одной стороне раковина иногда менее инволютная, чем на другой. Периферический край ровный, закругленный. Пупок открытый, широкий и глубокий, часто с кольцеобразным окологупочным ободком. В последнем обороте 10—11 постепенно увеличивающихся, однообразных по форме, слегка выпуклых, дуговидно изогнутых треугольных камер, отделенных друг от друга отчетливыми, сравнительно широкими двуконтурными изогнутыми швами. Очертание устьевой поверхности всегда узкоовальное, у периферии устьевая поверхность суживается, иногда даже приострается. Устье полулунной формы, медианное, расположено у основания устьевой поверхности. Стенка заметно пористая.

Р а з м е р ы изображенного оригинала: наибольший диаметр 0,34 мм, толщина 0,17 мм.

Изменчивость у этого вида проявляется в незначительных колебаниях размеров раковины, преимущественно в сторону их уменьшения, и в большей или меньшей округлости периферического края.

От *Melonis bradyi* Voloshinova пом. п. (=частично, *M. umbilicatus* Montagu) из современных бассейнов отличается более узким периферическим краем и несколько меньшим числом камер в последнем обороте (на 1—2 камеры).

От *M. soldanii* (Orb.) отличается менее компактно свернутой раковиной и менее широкими последними камерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В небольшом числе экземпляров обнаружен в отложениях косовской свиты по р. Быстрице-Солотвинской. Возможно, имеет более широкое распространение.

НАДСЕМЕЙСТВО GLOBIGERINIDEA Carpenter, 1862

Семейство GLOBIGERINIDAE Carpenter, 1862

Подсемейство GLOBIGERININAE Carpenter, 1862, trans. Cushman, 1927

Род GLOBIGERINA Orbigny, 1826

Тип рода — *Globigerina bulloides* Orbigny, 1826; современные, Адриатическое море.

Известен с юры до настоящего времени. Чрезвычайно широко распространен в нижнепалеогеновых и миоценовых отложениях СССР.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 55*Globigerina pseudoedita* * *Subbotina* sp. n.

Табл. XI, рис. 1а, б, в; 3а, б, в

Голотип № 3425 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригиналы № 3426, 3427, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, состоит из двух оборотов спирали. Периферический край округлый, лопастной. В последнем обороте 5 или 6 камер, заметно увеличивающихся в размерах. Более ранние обороты выступают над последним оборотом, образуя вместе с ним отчетливую башенкообразную спираль. Камеры шаровидные, швы слабо изогнутые, почти прямые. Устье щелевидное, расположено вдоль краевого шва. Стенка очень мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенных экземпляров, мм:

	Диаметр	Толщина
Голотип № 3425	0,12	0,08
Оригинал № 3426	0,11	0,07
Оригинал № 3427	0,10	0,07

Средние размеры: наибольший диаметр 0,09—0,16 мм. Толщина 0,05—0,10 мм.

Кроме типичных пятикамерных раковин, имеется довольно много раковин с шестью камерами и раковин с четырьмя камерами. Возможно, что четырехкамерные следует выделить в отдельный вид. Шестикамерные, вероятно, являются вариететом пятикамерных, так как их общий облик таков же, как у пятикамерных. Иногда у шестикамерных особей размер камер последнего оборота почти одинаков, все камеры похожи одна на другую по внешнему виду и размерам, так что трудно решить, какая крупнее — более ранняя или более поздняя. Однако наблюдаются экземпляры и с очень отчетливо выраженным различием в размерах камер.

Выдающимся первым оборотом рассматриваемый вид напоминает *G. edita* *Subbotina*, а шестью камерами последнего оборота, и особенно по форме спирали, приближается к миоценовым представителям *G. dubia*. От *G. dubia* этот вид отличается, кроме мелких размеров, постепенным ростом камер, отчетливо отличающихся друг от друга по размерам, тогда как у *G. dubia* все камеры в последнем обороте почти одинаковы. От *G. edita* наиболее существенно отличается менее крупными камерами первого оборота. Из менее близких видов следует упомянуть *G. post-*

* *Pseudoedita* — в переводе — ложная *edita*.

cretacea M j a t l i u k из полянической свиты Предкарпатя, имеющую низко расположенный первый оборот, и *G. dutertrei* Н. В. В г а д у из современных океанов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в большом количестве экземпляров в верхах полянической свиты и в низах нижне-воротыщенской свиты по рр. Великий Лукавец и Воротыще. Выше по разрезу встречается редко.

По данным лаборатории микростратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), встречается в среднемиоценовых отложениях Албании.

Globigerina brevispira * S u b b o t i n a sp. n.

Табл. XI, рис. 4а, б, в — 6а, б, в

Голотип № 3428 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Оригиналы № 3429, 3430, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, баличская свита (средний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, общий контур овальный. Периферический край ровный, сильно лопастной. В последнем обороте 4 камеры. Камеры шаровидные, плотно прилегающие одна к другой, быстро возрастающие в размерах, так что последняя камера значительно больше остальных. Она расположена почти вертикально. Ранний оборот не возвышается, а скорее расположен ниже или на одном уровне с поверхностью раковины. Швы глубокие. На брюшной стороне швы дают характерную фигуру креста. Устье имеет вид небольшой щели, протягивающейся вдоль краевого шва, без выемок в стенке последней камеры; часто снабжено небольшой губой. Стенка тонкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенных экземпляров, мм:

	Диаметр	Толщина
Голотип № 3428	0,11	0,08
Оригинал № 3429	0,18	0,09
Оригинал № 3430	0,21	0,11

В довольно больших пределах колеблются размеры раковины. Более мелкие раковины приурочены к нижним частям разреза, более крупные — к верхним (стебникская, баличская, богородчанская свиты). Контур раковин также является непостоянным признаком.

Близкими видами является *G. varianta* S u b b o t i n a и *G. fringa* S u b b o t i n a из эльбурганского горизонта Северного Кавказа. И. М. Айзенштат этот вид относил к *G. ex gr. bulloides* O r b.

* *Brevispira* — в переводе «с низкой спиралью».

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатья 57

Распространение. Встречена в большом количестве в поляницкой и нижневоротыщенской свитах рр. Великий Лукавец и Воротыще. Выше по разрезу встречаются в меньшем количестве экземпляров.

Очень близкая форма встречается в среднемиоценовых отложениях Албании, по данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Globigerina aff. eocaenica T e r q u e m

Табл. XI, рис. 7а, б, в

Оригинал № 5495 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен).

Описание. По форме и по числу камер в последнем обороте этот вид чрезвычайно напоминает палеогеновые трехкамерные глобигерины, особенно *Globigerina eocaenica*.

Раковина раздутая, маленькая или средних размеров, мельче похожих на нее по общему облику палеогеновых форм. Состоит из трех оборотов спирали. Первые два оборота имеют отчетливо выраженный роталоидный характер, в виде очень низкой спирали, с плотно прилегающими одна к другой камерами. Общее число камер первых оборотов 8—10, по 4—5 камер в оборот. В последнем обороте 3—3½ крупных камер, сильно раздутых, шаровидных, как у типичных глобигерин. Первые две камеры последнего оборота обладают почти одинаковыми размерами, последняя камера значительно крупнее и составляет половину всей раковины. Форма последней камеры полусферическая. Швы на ранних оборотах мало заметные, слегка изогнутые, дуговидные. На брюшной стороне швы, вместе взятые, напоминают букву Т. Горизонтально расположенные швы разделяют раковину на две почти равные части. На спинной стороне расположение швов такое же, но швы менее глубокие. Периферический край почти ровный, широко закругленный. Устье имеет вид небольшой щели, протягивающейся вдоль краевого шва. Стенка гладкая и мелкопористая.

Размеры: наибольший диаметр 0,16—0,39 мм, толщина 0,09—0,23 мм.

К изменчивым признакам относится прежде всего форма всей раковины в целом. Так же, как и среди кавказского палеогенового материала, наряду с почти шаровидными экземплярами, наблюдаются раковины вытянутые, с овальным контуром затем, кроме раковин с правильно округлым контуром: наблюдаются раковины с неправильно округлым контуром благодаря тому, что первая камера в последнем обороте значительно короче второй камеры последнего оборота.

От *Globigerina triloculinoides* P l u m m е г данный вид хорошо отличается своими роталоидными первыми оборотами; от *Globigerina eocaenica* T e g q u e m — выдающейся спиралью. Кроме того, от всех известных трехкамерных глобигерин отличается наличием совсем иных ранних стадий роста, обладающих не только иной формой и расположением камер, но и большим их числом. Все палеогеновые трехкамерные глобигерины на всех стадиях роста имеют три камеры, тогда как у описываемого вида их, как указано выше, четыре и даже пять.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Известна в поляницкой и нижне-воротыщенской свитах разрезов рр. Великий Лукавец, Вортыще, Радывев и горных выработках профиля Россульно — Китван. Кроме того, в большом количестве экземпляров встречается в красноцветных глинах стебникской свиты р. Великий Лукавец и в богородчанской свите Богородчанского района. Обычна в среднемиоценовых отложениях Албании, по данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Род *GLOBIGERINELLA* C u s h m a n, 1927

Тип рода — *Globigerinella aequilateralis* H. B. G r a d y, 1879; современный, местонахождение не указано.

Известен с нижнего мела до настоящего времени. В СССР встречается с апт — альба в южных районах.

*Globigerinella evoluta** S u b b o t i n a sp. n.

Табл. XI, рис. 8а, б; 9а, б

Голотип № 3436 и оригинал № 3437 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина очень маленькая, симметричная, контур ее овальный. Периферический край закругленный, волнистый. В середине пупочной области на каждой стороне хорошо замечен первый оборот спирали, состоящий из трех камер. В последнем обороте 5—6 камер. Таким образом, можно считать, что раковина состоит из полутора оборотов. Камеры последнего оборота сильно раздутые, очень быстро возрастающие в размерах, особенно три последние. Швы изогнутые. Устье обычное. Стенка мелкопористая, гладкая, тонкая. Характерным признаком является отчетливый первый оборот, а также большие

* *Evoluta* — в переводе «развернутая».

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 59

размеры последних трех камер, составляющих более $\frac{1}{3}$ раковины.

Р а з м е р ы изображенных экземпляров, мм:

	Диаметр	Толщина
Голотип № 3436	0,11	0,07
Оригинал № 3437	0,13	0,07
Средние размеры	0,09—0,19	0,04—0,08

Изменчивыми признаками являются относительные размеры камер, наблюдаются экземпляры, у которых рост камер более равномерный, так что камеры наружного оборота, кроме последней, одинаковы. Кроме того, к изменчивым признакам относится контур раковины; у некоторых форм он почти округлый. Рассматриваемый вид больше всего напоминает *Globigerinella micra* (Cole), отличаясь значительно меньшими размерами, более быстрым ростом камер, всегда явно наблюдающейся эволютностью и иным очертанием камер.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Является обычной формой в поляницкой свите и редкой в нижневоротыщенской (олигоцен), рр. Прут, В. Лукавец, Воротыще и Радычев, а также горных выработок профиля Россульно — Китван. Единичные экземпляры встречаются в стебникской свите (средний миоцен) разреза р. Быстрицы-Надворнянской.

Globigerinella praemicra * Subbotina sp. n.

Табл. XI, рис. 10а, б — 15а, б

Голотип № 3438 и оригиналы № 3440, 3441 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Великий Лукавец, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригинал № 3439 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Быстрица-Солотвинская, баличская свита (средний миоцен).

Оригиналы № 5086, 5088, Предкарпатъя, р. Великий Лукавец, Поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, с округлым контуром, равнодвойковыпуклая, состоит из двух отчетливо видимых оборотов спирали. Первый оборот расположен значительно ниже второго, благодаря чему в центральной части раковины образуется углубление. В последнем обороте $6\frac{1}{2}$ — 7 камер, постепенно и очень незаметно увеличивающихся в размерах. Камеры очень плотно прилегают друг к другу и потому широко округлый периферический край становится почти ровным, слабо волнистым. Очертание камер полулунное. Швы дуговидно изогнутые, углубленные. Устье с отчетливой губой, расположено у основания последней камер, параллельно краевому шву.

* *Praemicra* — в переводе «очень маленькая».

Устьевая поверхность последней камеры широко-овальная, занимающая меньше половины раковины при положении ее со стороны периферического края.

Стенка тонкая, очень мелкопористая.

Размеры изображенных экземпляров, мм:

	Диаметр	Толщина
Голотип № 3438	0,07	0,02
Оригинал № 3439	0,09	0,04
Оригинал № 5086	0,09	0,04
Оригинал № 5088	0,08	0,03
Средние размеры	0,07—0,09	0,02—0,04

В небольших пределах контур раковин варьирует от совершенно округлого до слабо вытянутого. Размеры камер последнего оборота у некоторых экземпляров увеличиваются более резко, чем обычно, но никогда последние 2—3 камеры не бывают так велики по сравнению с остальными камерами последнего оборота, как это наблюдается у *G. micra* (Cole), на которую данный вид очень похож по общему облику раковины.

Несколько напоминает он также *G. ultramicra* Subbotina из альбских отложений Северного Кавказа.

Распространение. Встречается в единичных экземплярах в нижневоротыщенской (олигоцен) и верхневоротыщенской (нижний миоцен) свитах рр. Прут, Великий Лукавец и Радывчев, а также в горных выработках профиля Россульно — Китван. Выше по разрезу встречена в стебниковской свите (средний миоцен) по р. Быстрице—Надворнянской и в баличской свите (средний миоцен) по р. Быстрице-Солотвинской.

Globigerinella subangulata L. Ivanova sp. n.

Табл. XI, рис. 16а, б; 17а, б

Голотип № 5496, оригинал № 5542 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина овальной формы, двустороннесимметричная, эволютная, уплощенная. Периферический край слабо волнистый, слегка приостренный, иногда с тонкой прозрачной каемкой по периферическому краю (намечающийся киль). Стоит из двух оборотов спирали. Первый оборот расположен в углублении, он непропорционально мал, по сравнению со вторым оборотом. Четливо видны все камеры как первого, так и второго оборотов. В последнем обороте имеется обычно 6, реже 7, быстро возрастающих камер, плотно прилегающих одна к другой. Особенно велики, по сравнению с первыми, три последние камеры. Форма камер серповидная.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 61

Септальные швы четкие, углубленные, прозрачные, дугообразно изогнутые. Устье полулунное, расположено в основании последней камеры. Стенка мелкопористая.

Средние размеры: наибольший диаметр 0,11—0,26 мм, наименьший диаметр — 0,07—0,18 мм, толщина 0,03—0,07 мм.

Размеры изображенного экземпляра: наибольший диаметр 0,14 мм, наименьший диаметр 0,12 мм, толщина 0,05 мм.

Изменчивыми являются размеры, форма раковин (от сильно вытянутой, до почти округлой) и количество камер в последнем обороте. Последний признак в значительной степени зависит от быстроты роста камер в последнем обороте. Встречаются экземпляры с почти одинаковыми камерами, у которых их рост происходил равномерно, и наряду с ними — формы с более крупной, по отношению к предыдущим, последней камерой.

Как правило, более мелкие раковины бывают более плоскими и с более приостренным периферическим краем, чем крупные.

По форме раковины, камер и швов наши *G. subangulata* очень близки к *Globigerinella micra* (Cole)* из палеогеновых отложений Северного Кавказа.

Существенными отличиями в нашем виде являются, во-первых, частичная эволютность раковины (в то время как *G. micra* по большей части почти инволютная), и, во-вторых, намечающаяся килеватость периферического края. Последним признаком описываемые экземпляры отличаются от всех известных видов *Globigerinella* и сближаются с представителями семейства *Globorotaliidae*.

От *Globigerinella praemicra* Subbotina sp. n. отличается более крупными размерами, овальной формой раковины, меньшим количеством камер в последнем обороте, большей уплощенностью раковины и характером периферического края.

Распространение. Встречена в комплексе с представителями *Gümbelina*, *Globigerina* и *Globorotalia* в количестве более 50 экземпляров в поляницкой свите (олигоцен) р. Великий Лукавец.

Род *CASSIGERINELLA* Pokorný, 1955

Тип рода — *Cassigerinella boudecensis* Pokorný, 1955; олигоцен, Чехословакия.

Известен из олигоцена и н. миоцена Чехословакии и олигоцена Предкарпатя.

* Этот вид является типом нового рода *Pseudohastigerina* Banner et Blow.

Cassigerinella globolocula L. I v a н о в а

Табл. X, рис. 9 а, б, в

1958. *Cassigerinella globolocula* Л. И в а н о в а. Микрофауна СССР, сб. IX, Труды ВНИГРИ, вып. 115, стр. 57, табл. XI, рис. 1а, б, в—3а, б, в.

Оригинал № 5085 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

Подробное описание этого вида дано Н. Н. Субботиной в сборнике IX «Микрофауна СССР», Тр. ВНИГРИ, вып. 115, 1958.

В отложениях поляницкой свиты (олигоцен) встречаются главным образом раздутые кассидулиноподобные формы этого вида, у которых камеры взрослой стадии полностью охватывают камеры раннего оборота. В отложениях же нижневоротыщенской свиты встречаются более плоские формы, у которых поздние камеры не полностью охватывают более ранние.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Поляницкая и нижневоротыщенская свиты Предкарпатья. Особенно многочисленны по разрезу р. Воротыще.

Род *GLOBIGERINOIDES* C u s h m a n, 1927

Тип рода — *Globigerina rubra* O r b i g n y, 1839; современный, Атлантический океан у о-ва Куба.

Известен с верхнего мела до настоящего времени. В СССР встречается в верхнем эоцене всех южных районов и в среднем миоцене Предкарпатья.

Globigerinoides trilobus (R e u s s)

Табл. XII, рис. 1а, б, в

1850. *Globigerina triloba* R e u s s. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat., т. I, стр. 374, табл. 47, рис. 11.

Голотип из соленосных отложений Велички (Польша).

Оригинал № 5543 в коллекции ВНИГРИ; Австрия, окрестности Вены, средний миоцен (тортон), баденский мергель (колл. В. Н. Забелина).

О п и с а н и е. Раковина раздутая, овального очертания, состоящая из трех неотчетливых оборотов. В последнем обороте три большие шаровидные, слабо соединенные друг с другом камеры. Последняя камера по величине превышает всю остальную часть раковины. Швы глубокие. Два ранних оборота состоят также из трех камер каждый, но они по сравнению с камерами последнего оборота очень маленькие и неотчетливые. Камеры двух первых оборотов лежат на верхней стороне первой камеры последнего оборота. Устья расположены: одно, большое, на брюшной

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 63

стороне, другое, поменьше, — на спинной стороне. Стенка ячеи. стая, грубопористая, сравнительно толстая.

Р а з м е р ы: диаметр 0,6 мм, толщина 0,4 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Вид впервые описан Рёйссом (1850) из соленосных отложений Велички (Польша). Встречается также в среднем миоцене (тортона) окрестностей Вены (Австрия). В Предкарпатском краевом прогибе известен в богородчанской и косовской свитах.

Подсемейство CANDEININAE C u s h m a n, 1927

Род CANDORBULINA J e d l i t s c h k a, 1933

Тип рода — *C. universa* J e d l i t s c h k a, 1933; миоцен, Чехословакия.

Известен пока только в миоцене Зап. Европы и Египте. В СССР обнаружен в среднем миоцене Предкарпатъя.

Candorbulina universa J e d l i t s c h k a

Табл. XII, рис. 2а, б; 4а, б; 5, 6а, б, 7

- 1934 (1933). *Candorbulina universa* J e d l i t s c h k a. Verh. Nat. Ver. Brünn, т. LXV, стр. 21, рис. 1—7, 19, 21—23.
1940. *Candorbulina universa* C u s h m a n and D o r s e y. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., т. 16, часть 2, стр. 41, табл. 8.
1948. *Candorbulina universa* S t a i n f o r t h. J. Pal. т. 22, № 2, стр. 123, табл. 26, рис. 33.
1951. *Orbulina suturalis* B r o n n i m a n n. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., т. II, ч. 4, стр. 132, текст. фиг. II—V.

Оригиналы № 5544—5549 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина на ранней стадии представляет собой маленькую глобигерину с 4 камерами в последнем обороте; есть предположение, что ранняя стадия построена по типу глобигериноидесов, так как у некоторых экземпляров наблюдалось несколько устьев. Этими данными подтверждается предположение Кешмэна и Дорсэй (1940), что род *Candorbulina* происходит от рода *Globigerinoides*, а не от рода *Globigerina*, так как Едличка (1934) на исследованных им особях выделенного вида нашел на ранних стадиях роста два устья.

На поздней стадии раковина сферическая. Наружное очертание ранней части видно на сферической последней камере.

Стенка ранней части тонкая, стенка поздней части — сферической камеры — толстая, пронизанная радиальными канальцами, открывающимися наружу крупными порами. На сферической камере устьев много, они представляют собой более крупные отверстия, чем обычные поры. Расположены устья по контуру

ранней глобигериновой части в местах соприкосновения ее с последней сферической камерой.

От представителей рода *Orbulina* Orbigny, 1839, отличается крупноячеистой толстой стенкой последней камеры и множественным устьем, оконтуривающим заключенную внутри сферы глобигериновую или, может быть, глобигериноидесную часть раковины.

Синонимом этого вида является *Orbulina suturalis* Bronn, описанная Бронниманом (1951) из миоценовых отложений Тринидада. Некоторые авторы, и в том числе Покорный (1954, стр. 531), рассматривают *Candorbulina universa* Jedlitschka как синоним *Orbulina suturalis* Bronn, не признавая ни род *Candorbulina*, ни типичный вид этого рода. Но Едличка выделил типичный вид рода *Candorbulina* ранее, чем Бронниман свою *Orbulina suturalis*, поэтому, бесспорно, право приоритета имеет вид Едлички. Весь вопрос о том, что название, предложенное Едличкой, гомологично названию, предложенному Орбини для вида, относящегося к близкому роду. Возможно, следовало бы переименовать вид, предложенный Едличкой, назвав этот вид его именем, т. е. *Candorbulina jedlitschkae* Jedlitschka, пом. п. Но в микропалеонтологической литературе имеется много случаев, когда виды близких родов носят одни и те же названия. Поэтому данный случай лишь прибавил число таких видов на одну единицу. По нашему мнению, род *Candorbulina* обладает хорошими родовыми признаками, такими как вполне определенное положение, а также и число устьевых отверстий, резко отличающиеся от положения и числа таковых у рода *Orbulina*. Кроме того, у рода *Candorbulina* под поверхностью раковины рельефно выделяется ранняя часть, а у рода *Orbulina* она полностью скрыта внутри раковины или отсутствует. Вертикальное распространение этих родов также различно. Первый, по-видимому, обладает более коротким вертикальным распространением, чем второй. В миоцене Предкарпатья представители рода *Orbulina* не обнаружены. Представители же *Candorbulina* обильны. Они совершенно точно отвечают типичным экземплярам этого вида, впервые описанного Едличкой (1934) из миоценовых отложений Чехословакии, а также особям этого же вида, найденным Стейнфортом (1948) в миоценовых отложениях Эквадора.

Размеры: диаметр поздней сферической части 0,3—0,6 мм, диаметр ранней части 0,25—0,5 мм.

Распространение. В массовом скоплении встречается в богородчанской свите (средний миоцен) Богородчанского района.

По мнению Стейнфорта (1948), многие фораминиферы, получившие название *Orbulina universa* Orb., должны быть переименованы как *Candorbulina universa* Jedlitschka. Досто-

верные находки *C. universa* Jedlitschka в США известны в миоценовых отложениях восточной части береговой равнины Мексиканского залива, Панамы и Венесуэлы.

Кроме того, по данным Кешмэна и Дорсэй (1940), этот вид известен в миоценовых отложениях Венгрии, Австрии, Египта. По их данным, представители этого рода не найдены в более древних отложениях, чем верхнеолигоценые; неизвестны они также в плиоценовых отложениях и в осадках современных морей. Если правильно, что род *Candorbulina* произошел от рода *Globigerinoides*, а затем, дав начало роду *Orbulina*, прекратил свое существование, то его можно рассматривать, как справедливо отметили Кешмэн и Дорсэй, в качестве хорошего указателя миоценового возраста.

Семейство GLOBOROTALIIDAE Cushman, 1927

Подсемейство GLOBOROTALINAE Cushman, 1927

Род GLOBOROTALIA Cushman, 1927

Тип рода — *Pulvinulina menardii* Orbigny var. *tumida* H. B. Grady, 1877; современный, Атлантический океан. Известен с верхнего мела до настоящего времени.

Globorotalia tetracamerata * Subbotina sp. n.

Табл. XIII, рис. 1а, б, в

Голотип № 3442 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, овального очертания, вздутая. Спинная сторона уплощенная, брюшная — выпуклая. Периферический край приостренный, слегка лопастной. Спираль состоит из двух оборотов, причем первый оборот очень маленький, едва заметный. В последнем обороте четыре камеры, очень быстро увеличивающиеся в размерах, так что последняя камера составляет немного меньше половины всей раковины. На спинной стороне камеры крыловидные, на брюшной стороне — треугольные, за исключением последней, имеющей веерообразную форму. Швы отчетливые, на спинной стороне дугообразно изогнутые, на брюшной стороне почти прямые. Устье расположено вдоль септального шва последней камеры (мало заметно). Стенка мелкопористая.

Размеры: наибольший диаметр 0,17 мм, толщина 0,08 мм. Небольшие изменения наблюдаются в очертании раковины,

* *Tetracamerata* — в переводе «четырёхкамерная».

от овального до почти четырехугольного, и в форме камер, более или менее широких.

По внешнему виду напоминает *G. canariensis* (Orbigny) из миоценовых отложений Эквадора (Стейнфорт, 1948), но отличается от нее более широкой, иногда почти четырехугольной раковиной и слабо выраженной или даже отсутствующей губой.

Распространение. В небольшом количестве экземпляров встречается в поляницкой и воротыщенской свитах многих разрезов Предкарпатья.

Globorotalia hexacamerata * Subbotina sp. n.

Табл. XIII, рис. 2а, б, в

Голотип № 5550 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Великий Лукавец, поляницкая свита, олигоцен.

Описание. Раковина маленькая, уплощенная, состоит из двух оборотов спирали. Периферический край приостренный, слабо волнистый, почти ровный. Первый оборот спирали расположен на одном уровне с последним оборотом, состоящим из 6 камер. Все камеры обоих оборотов очень отчетливы, у некоторых экземпляров постепенно увеличиваются в размерах, у других растут очень быстро. Камеры на спинной стороне удлиненные, почти серповидной формы, на брюшной стороне треугольного очертания. Спинная сторона сильнее уплощена, чем низкоконическая брюшная. Швы слабо углубленные, слегка изогнутые, простые. Устье имеет вид простой, без губы, небольшой щели, расположенной вдоль краевого шва. Пупочное углубление очень слабо заметно, практически его нет, так как пупочные концы камер на брюшной стороне соединяются друг с другом. Стенка мелкопористая.

Размеры: наибольший диаметр 0,08—0,13 мм, толщина 0,07 мм.

Кроме экземпляров, подобных послужившему для описания, имеются раковины, у которых облик камер на спинной стороне несколько приближается к характерному для рода *Globigerina*; иначе говоря, у таких экземпляров камеры более раздутые, в виде слегка сплюснутых мелких шариков. Общий облик раковины в целом, сильная ее уплощенность, особенно со спинной стороны, легкая приостренность периферического края, а также характер устьевой поверхности и самого устья заставляют предполагать, что такие раковины также относятся к роду *Globorotalia*, и к виду, очень близкому к вышеописанному, а может быть, и к нему самому.

* *Hexacamerata* — в переводе «шестикамерная».

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 67

Близкими видами являются *G. pseudoscitula* Glaessner из палеогена Северного Кавказа, современная *G. scitula* и *G. patagonica*, отмеченные в работе Брэди.

От *G. pseudoscitula* и *G. scitula* описываемый вид отличается меньшими размерами и более равномерным ростом камер. У *G. scitula*, кроме того, камеры более вытянутые. *G. patagonica* имеет камеры, еще более резко увеличивающиеся в размерах, чем у *G. scitula*, и последняя камера у нее значительно больше остальных. Периферический край у воротыщенского вида не имеет кия, наблюдаемого у *G. pseudoscitula*, но в то же время он несколько приострен, а не закруглен, как у *G. scitula*. Кроме того, он близок к *Globorotalia fohsi barissanensis* Le Roy, описанной Ле Роем (1939) из миоценовых отложений Суматры и Болли (1950) из олигоцена Тринидада. Наш вид отличается значительно менее резко выраженной килеватостью, менее сильно изогнутыми швами и слабо развитой устьевой губой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в небольшом количестве экземпляров в нижневоротыщенской (олигоцен) и верхневоротыщенской (нижний миоцен) свитах рр. Великий Лукавец, Вортыще, Радычев, а также в горных выработках профиля Россульно — Китван.

Globorotalia denseconnexa * Subbotina sp. n.

Табл. XIII, рис. 4а, б, в — 6а, б, в !

Голотип № 3432 в коллекции ВНИГРИ, оригиналы № 3433, 3434, 3435, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, сильно уплощенная со спинной стороны и слабо выпуклая с брюшной, круглая; спираль низкая. Периферический край округлый, лопастный. Хорошо заметны два оборота спирали, из них первый непропорционально мал по сравнению с последним. Первый оборот часто расположен в углублении, иногда же на одном уровне с поверхностью второго оборота. В последнем обороте 5—7 камер, очень плотно прилегающих друг к другу. Наиболее часто встречаются особи с шестью камерами в последнем обороте. Камеры постепенно увеличиваются в размерах. Все камеры очень хорошо различимы. Контур камер на спинной стороне округлый, на брюшной стороне — треугольный. Швы углубленные, простые, очень слабо изогнутые, почти прямые на спинной стороне, на брюшной — прямые, радиальные. В середине брюшной стороны имеется маленькое слабо выраженное пупочное углубление, так как пупочные концы швов плотно сходятся друг с другом.

* *Denseconnexa* — в переводе «плотно соединенная».

Устье щелевидное, расположено вдоль краевого шва, обычно плохо различимо. По всей длине краевого шва имеется тонкий пластинчатый вырост стенки, т. е. губа. Стенка тонкая, мелкопористая; на хорошо сохранившихся экземплярах мелкошпиговатая. Шпиговатые экземпляры встречались преимущественно в нижневоротыщенской свите.

К роду *Globorotalia* этот вид отнесен только благодаря присутствию пластинчатого выроста стенки, прикрывающего устье. Другими же типичными признаками рода *Globorotalia* он не обладает, т. е. ни типичным глобороталоидным характером камер, ни наличием киля. По характеру камер этот вид близок к представителям родов *Globigerina* и *Ticinella*, отличаясь от того и другого типичным для рода *Globorotalia* устьем.

Р а з м е р ы изображенных экземпляров, мм:

	Диаметр	Толщина
Голотип № 3432	0,15	0,05
Оригинал № 3433	0,15	0,05
Оригинал № 3435	0,13	0,06
Средние размеры	0,07—0,22	0,05—0,15

Изредка наблюдались экземпляры, у которых первый оборот спирали состоял из очень немногих камер (2—3 камеры); в таком случае первая камера (пролокулум) была всегда относительно очень крупных размеров. У большинства же раковин наблюдались очень маленькие начальные камеры и их насчитывалось 4—5, а иногда и больше. Весьма вероятно, что экземпляр с крупной начальной камерой представлял собой мегасферическую форму.

К изменчивым признакам относятся число и размеры камер: кроме экземпляров с постепенно увеличивающимися камерами, наблюдаются формы, у которых две, а иногда одна, последние камеры непропорционально велики по сравнению с предыдущими. Кроме того, в небольших пределах варьируют размеры и положение первого оборота. У раковин с крупными последними камерами первый оборот расположен значительно ниже этих камер; у раковин, у которых камеры возрастают постепенно, он расположен на одном уровне с поверхностью второго оборота. Кроме раковин с округлым контуром, имеются раковины с овальным контуром.

Раковины очень напоминают меловую *Globigerina globigerinellinoides* Субботина, только у последней возрастание камер последнего оборота еще более постепенное, чем у данного вида, и первый оборот, как правило, расположен значительно ниже второго, в углублении. Главное же, у мелового вида камеры последнего оборота соединены друг с другом значительно более свободно, чем у описываемых форм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в поляницкой (олигоцен) и нижневоротыщенской свитах (олигоцен) рр. Великий Лукавец и Воротыще; единичные экземпляры встречаются в богородчанской и косовской свитах (средний миоцен) по р. Быстрица-Солотвинская.

Подсемейство RUGOGLOBIGERININAE Subbotina, 1959

Род *TURBOROTALIA* Cushman et Bermudez, 1949

Тип рода — *Globorotalia centralis* Cushman et Bermudez, 1937; эоцен, о-в Куба.

Известен с эоцена до настоящего времени. Отмечен повсеместно в верхнеэоценовых отложениях южных областей СССР.

Turborotalia bykovaе Aisenstat sp. n.

Табл. XIII, рис. 7а, б, в; 8а, б, в

Голотип № 5550, оригинал № 5551 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, овального очертания, с округлым бескилевым периферическим краем. Спираль состоит из двух-трех оборотов. В последнем обороте 5—6 постепенно увеличивающихся камер. Брюшная сторона более выпуклая, чем спинная, низко-конусовидная. Камеры на ней треугольные, выпуклые. Последняя камера более крупная, почти в два раза больше предыдущей, заметно вздутая, с оттянутым и несколько расширенным внутренним углом, прикрывающим пупочное углубление. В большинстве же экземпляров пупочные концы камер плотно прижаты друг к другу и не образуют пупочного углубления. На спинной стороне камеры крыловидные, слегка выпуклые; в начальном обороте они несколько приподняты над общей уплощенной поверхностью. Начальная камера округлая маленькая, почти незаметная на мелких экземплярах. Септальные швы простые, углубленные; на брюшной стороне слабо изогнутые, почти радиальные, на спинной — более сильно изогнутые в направлении закручивания раковины. Спиральный шов углубленный, волнистый. Устье полукруглое, расположено между периферическим краем и пупком, у основания устьевой поверхности. Верхний край устья снабжен утолщенной губой. Стенка гладкая, тонкопористая.

Р а з м е р ы голотипа: наибольший диаметр 0,33 мм, толщина 0,20 мм. На многих просмотренных экземплярах наибольший диаметр варьирует в пределах 0,20—0,36 мм, толщина 0,12—0,22 мм.

Изменчивость у этого вида проявляется главным образом в колебании величины раковины и в меньшей степени в изменении ее формы. Заметно варьирует выпуклость брюшной стороны и характер периферического края, от приостренного до узко-и даже широко-округленного. В стебникских отложениях чаще встречаются мелкие формы, выше по разрезу — в косовской свите преобладают более крупные экземпляры.

Описываемый вид напоминает представителей *Globorotalia fohsi* Cushman et Ellisor, известных из миоценовых отложений штата Луизианы США (Кешмэн, 1939) и олигоцена Тринидада (Болли, 1950; Стейнфорт, 1948). Отличия заключаются в меньших размерах наших форм, в более округлых очертаниях их раковин, в меньшем числе камер в последнем обороте и в менее отчетливо выраженной губе. Наш вид по размерам, числу камер и очертанию раковины более похож на *G. fohsi barissanensis* Le Roy из олигоценовых отложений Тринидада (Ле Рой, 1948), но также отличается немного более раздутой, с округлыми очертаниями, раковиной, а главное значительно меньшей губой и совсем иным очертанием ареальной поверхности, которая обладает явно выраженным переломом при переходе от периферии к брюшной поверхности, тогда как у типичных *G. fohsi barissanensis* Le Roy (Ле Рой, 1948; Болли, 1950) ареальная область менее отчетливо ограничивается от брюшной камеры.

Распространение. Очень характерен для низов косовской свиты (тортон), где встречается часто. Менее часто он обнаруживается в стебникской и богородчанской свитах (средний миоцен) и в более высоких горизонтах косовской свиты. Прослежен во многих разрезах Предкарпатья.

Turborotalia mayeri (Cushman et Ellisor)

Табл. XIII, рис. 9а, б, в; 10а, б, в

1939. *Globorotalia mayeri* Cushman and Ellisor. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., т. 15, № 1, стр. 11, табл. 2, рис. 4.

Голотип № 5501, оригинал № 5552 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен).

Описание. Раковина двояковыпуклая, более или менее округлого очертания, с широко закругленным периферическим краем. Спираль состоит из двух с половиной—трех оборотов, в последнем из них 6 камер. На брюшной стороне камеры более вздутые, чем на спинной, треугольные, постепенно увеличивающиеся. На спинной более уплощенной, чем брюшной, стороне камеры ромбовидные, во внутренних оборотах они обычно возвышаются над камерами последнего оборота, реже находятся

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 71

с ними на одном уровне. Начальная камера очень маленькая, округлая, иногда трудно различимая. Септальные швы простые, углубленные; на брюшной стороне почти прямые, радиальные, на спинной — слабо изогнутые. Спиральный шов углубленный, волнистый. Устье широко открытое полулунное, большое, окаймлено небольшой губой, протягивается от пупочной области до периферического края. Контур устьевой поверхности овальный широко закругленный по периферии. Стенка грубо и отчетливо пористая, гладкая, на крупных экземплярах на брюшной стороне хорошо заметна бугорчатость камер последнего оборота.

Размеры голотипа: наибольший диаметр 0,46 мм, толщина 0,28 мм. Наибольший диаметр колеблется в пределах 0,25—0,46 мм, толщина — 0,15—0,28 мм.

Изменчивость у этого вида проявляется в значительном колебании величины раковины и выпуклости спинной стороны.

От *Turborotalia bykovae* Aisenstat sp. n., с которой описываемый вид совместно встречается в одних и тех же горизонтах, отличается более широко закругленным периферическим краем, более округлыми камерами и бугорчатостью камер последнего оборота на брюшной стороне. По форме камер этот вид очень близок к глобигеринам.

От голотипа, выделенного Кешмэном и Эллизор (1939) из миоценовых отложений Луизианы, отличается немного меньшими размерами, основные же черты строения совершенно те же. Благодаря хорошо выраженной бугорчатости камер последнего оборота и широко округлому периферическому краю, а также общей раздутости раковины, при наличии некоторой уплощенности спинной стороны, этот вид отнесен нами к роду *Turborotalia*.

Распространение. Очень характерна для стебникской и богородчанской свит (средний миоцен) и особенно для косовской свиты (тортон) Предкарпатя.

Семейство ELPHIDIIDAE Galloway, 1933, trans.
Sigal, 1952

Подсемейство ELPHIDIINAE Galloway, 1933

Род ELPHIDIUM Montfort, 1808

Тип рода — *Nautilus macellus* Fichtel et Moll, 1798; современный, Средиземное море.

Род *Elphidium* является одним из высокоорганизованных среди других представителей «мелких» фораминифер благодаря наличию довольно сложной системы каналов.

Известен с эоцена до настоящего времени. Встречается повсеместно.

Elphidium macellum (Fichtel et Moll)

Табл. IV, рис. 1а, б — 4а, б

1798. *Nautilus macellus* Fichtel et Moll. Test. Micr. Argonauta et Nautilus, стр. 66, табл. 10, рис. e—g.
 1808. *Elphidium macellum* Montfort. Conch. system., т. 1, стр. 15.
 1929. *Elphidium macellum* Cushman et Leavitt. Contr. Cushman. Lab. Foram. Res., т. 5, стр. 18, табл. IV, рис. 1, 2.
 1932. *Elphidium macellum* Богданович и Федоров. Труды НГРИ, сер. А, вып. 22, стр. 8, табл. I, фиг. 1, текст. рис. 2—8.
 1948. *Elphidium macellum* Венглинский. Труды Львов. геол. общ., палеонт. сер., вып. I, стр. 77—87, табл. I, рис. 3, 4.
 1952. *Elphidium macellum* Волошинова. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, стр. 43, табл. V, рис. 2, 3 а, б — 6а, б.

Голотип не указан.

Оригинал № 5512 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон); оригиналы № 5513, 5528, 5529 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина небольшая, округлая, равнодвояково-выпуклая, с заостренным и килеватым периферическим краем. В последнем обороте насчитывается 17—22 узкие камеры, веерообразно расходящиеся от центра к периферии. Камеры выпуклые, как бы ребристые, отделены друг от друга серповидно изогнутыми назад углубленными швами. Шовные углубления пересечены «мостиками», числом от 10 до 13, между которыми находятся отверстия, представляющие собой открытые концы внутренних каналов. Устье — в виде ряда очень мелких, мало заметных округлых отверстий, расположенных у основания устьевой поверхности. Несколько подобных отверстий, но еще менее заметных наблюдаются и в верхней части устьевой поверхности. Очертание устьевой поверхности треугольное, со слегка оттянутой вершиной и глубоко вогнутым основанием. Стенка толстая, пористая, обычно блестящая, серая или желтоватая, ожелезненная.

Размеры изображенного оригинала: диаметр 0,42 мм, толщина 0,17 мм. Размеры других особей: диаметр 0,40—0,85 мм, толщина 0,15—0,29 мм.

На нашем материале описываемая форма отвечает типичному *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), изображение которого воспроизведено в работе Кенмэна («Фораминиферы», 1948). На неточное изображение устья на оригинальном рисунке, где оно показано одним небольшим округлым отверстием в верхней части устьевой поверхности, уже ранее указывалось А. К. Богдановичем (1932) в его работе по нижнему сармату Кубани. Это подтвердилось и нашими наблюдениями над типичными представителями этого вида из миоцена Предкарпатья.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 73

В литературе известны многочисленные описания *E. macellum*, но, как правильно отмечено А. К. Богдановичем, «только в редких случаях они отвечают оригиналу».

Этот давно известный вид, по-видимому, представлен целым рядом варьететов. Судя по нашему материалу, типичные экземпляры *E. macellum* (F i c h t e l e t M o l l) являются сравнительно редкими. Более часто встречаются «уклоняющиеся» формы, несколько приближающиеся с одной стороны к *E. crispum* (L a m k.), а с другой — к *E. aculeatum* (O r b.). Подобные формы, как нам представляется правильным, должны быть выделены, если не как особые виды, то как варьететы одного «большого» вида.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Фихтелем и Моллем (1798) из Средиземного моря. В ископаемом состоянии отмечен Орбини (1846) в миоцене Венского бассейна. По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), встречается в верхнем миоцене Албании. Очень часто встречается в песчано-глинистых породах косовской свиты (тортон) в Предкарпатье, где он, совместно с крупными *Streblus leccarii* (L.), составляет основной комплекс микрофауны лагунной фации косовской свиты (тортон).

Единичные экземпляры известны из стебникской свиты (средний миоцен). Близкие формы, названные нами *Elphidium* aff. *macellum* (F i c h t e l e t M o l l), обнаружены в поляницкой и нижневоротыщенской свитах (олигоцен).

На Северном Кавказе известен в единичных экземплярах в чокракских отложениях и более часто — в нижнем сармате и в конкских отложениях (Богданович, 1932, 1950; Волошинова, 1952).

Elphidium ex gr. *angulatum* (E g g e r)

Табл. IV, рис. 5а, б; 6а, б

Оригиналы № 5514, 5530 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, округлая, сжатая с боков, с заостренным и слабо волнистым периферическим краем, переходящим в слабо выраженный киль. В последнем обороте 7—8 выпуклых камер, отделенных друг от друга углубленными, сильно изогнутыми назад швами. Септальные «мостики», числом до 5, в большинстве случаев плохо различимы. Пупочная область плоская. Устье слабо выражено, лишь у отдельных экземпляров можно было различить очень мелкие, имеющие вид точек, округлые отверстия у основания устьевой поверхности. Очертание устьевой поверхности треугольное, со слабо выпуклыми боковыми сторонами и сильно вогнутым основанием. Стенка стекловидная, мелкопористая.

Размеры оригинала № 5514: диаметр 0,25 мм, толщина 0,11 мм. Размеры других экземпляров близки к размерам голо-
типа.

Изменчивость проявляется в разной степени развитости сеп-
тальных мостиков: на одних раковинах они более или менее
отчетливо выражены, на других — почти сглажены или заметны
только между двумя-тремя последними камерами. Остальные
признаки носят более устойчивый характер.

От наиболее близкого по внешнему облику *Elphidium angu-
latum* (Egger), из миоценовых отложений Баварии, наш вид
отличается меньшими размерами раковины, большей сжатостью
ее с боков и меньшим числом камер в последнем обороте. Рако-
вина *E. angulatum* имеет 0,5 мм в диаметре, довольно сильно
утолщенная, с 10 выпуклыми камерами в последнем обороте
и малым числом септальных «мостиков». Более близкое сходство
наш вид обнаруживает с особями *E. angulatum* из сарматских
отложений Кубани (Богданович, 1932), отличаясь от них более
лучше выраженной килеватостью периферического края и мень-
шими размерами.

Распространение. Сравнительно редко встречается
в разрезах косовской свиты (тортон) Предкарпатья.

Elphidium subumbilicatum (Czjzek)

Табл. IV, рис. 7а, б

1848. *Polystomella subumbilicata* Czjzek. Haid. Nat. Abh., т. 2,
стр. 143, табл. XII, рис. 32, 33.

Голотип из миоценовых отложений Венского бассейна.

Оригинал № 5515 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья,
с. Ходновичи, косовская свита (тортон).

Описание. Раковина небольшая, округлая, сжатая
с боков, с приостренным периферическим краем, без явного
киля. Пупочная область совершенно плоская. В последнем обо-
роте 12 слегка выпуклых камер, разделенных между собой узкими
отчетливыми, серповидными, изогнутыми назад, неглубокими
швами. К швам близко примыкают овальные септальные отвер-
стия, представляющие собой открытые концы каналов. Около
каждого шва насчитывается 5, а на швах, разделяющих послед-
ние камеры, 6—7 септальных отверстий. Септальные мостики
на каждой камере очень короткие и относительно широкие, мало-
заметные. Устье представлено маленькими округлыми отвер-
стиями, числом до 8, дугообразно расположенными в один ряд
у основания устьевой поверхности. Очертание устьевой поверх-
ности треугольное, со слегка выпуклыми боковыми сторонами,
приостренной вершиной и сильно вогнутым основанием. Стенка
тонкопористая, стекловидно-матовая.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 75

Размеры оригинала: наибольший диаметр 0,34 мм, толщина 0,14 мм.

Ограниченность собранного материала не позволяет судить об изменчивости этого вида.

Описываемые раковины почти полностью отвечают *E. subumbilicatum*, установленному Жичеком (1848) из миоценовых отложений Венского бассейна, отличаясь уплощенной пупочной областью без открытого пупка, большей выпуклостью камер, меньшими размерами септальных отверстий и, пожалуй, более равномерно раздутой раковиной.

Распространение. Единичные экземпляры этого вида были обнаружены только в разрезе косовской свиты (тортон) с. Ходновичи, Предкарпатя.

Подсемейство CRIBROELPHIDIINAE Voloshinova, 1958

Род *ELPHIDIELLA* Cushman, 1936

Тип рода — *Polystomella arctica* Parker et Jones, 1864; современный, Северный Ледовитый океан.

Встречается с палеоцена до настоящего времени.

E'phidiella ex gr. *simplex* Voloshinova

Табл. III, рис. 7а, 6; 8а, 6

Оригиналы № 5511 и 5082 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатя, р. Быстрица-Солотвинская; косовская свита (тортон).

Описание. Раковина округлая, почти равнодвояковыпуклая, с ровным и закругленным периферическим краем. В последнем обороте насчитывается до 12 треугольных камер, с плоской поверхностью, незаметно увеличивающихся в размерах с ростом раковины. Камеры отделены друг от друга слабо изогнутыми назад, почти плоскими двуконтурными швами. Швы прямые и углубленные, с очень мелкими и часто расположенными ямками, на дне которых, по-видимому, имеются отверстия мелких наружных отростков меридиональных каналов. Пупочная область плоская, иногда с чуть возвышающейся в центре пупочной шишкой из дополнительного скелетного вещества. Форамен, который должен иметь вид мелких отверстий в основании устьевой поверхности, незаметен. Устье трудно различимо. На вскрытой устьевой поверхности предпоследней камеры иногда бывает видно, что оно представлено несколькими очень маленькими отверстиями у самого ее основания. Устьевая поверхность высокая, треугольная, с закругленной вершиной. Стенка гладкая, мелкопористая, сравнительно толстая, лучистая, что довольно отчетливо видно на экземплярах со сломанной последней камерой.

Размеры: диаметр раковины колеблется в пределах 0,30—0,45 мм, толщина 0,16—0,20 мм. У оригинала № 5511 диаметр 0,32 мм, толщина 0,17 мм.

Вид в основных своих признаках довольно устойчив. Наблюдаются лишь незначительные колебания в размерах и числе камер в последнем обороте.

От типичных экземпляров *E. simplex* Voloshinova, описанных из ср. миоцена Сахалина, данный вид отличается меньшими размерами, менее отчетливо заметными отверстиями отростков меридиональных каналов по швам и неотчетливым фораменом.

Распространение. Сравнительно редко и плохой сохранности данный вид встречен в отложениях косовской свиты по р. Быстрице-Солотвинской Солотвинского района в Предкарпатье.

ОТРЯД BULIMINIDA

Семейство BULIMINIDAE Jones, 1876

Подсемейство BULIMINELLINAE N. Bukova, 1959

Род BULIMINELLA Cushman, 1911

Тип рода — *Bulimina elegantissima* Orbigny, 1839; современный, западное побережье Южной Америки.

Известен с нижнего мела до настоящего времени. В СССР встречается в меловых отложениях южных районов и Западной Сибири, спорадически — в эоценовых отложениях тех же районов и в миоцене Предкарпатья.

Buliminella rara * Pischvanova sp. n.

Табл. V, рис. 8а, б

Голотип № 3408 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Ворытыще, нижневорытыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина очень маленькая, продолговатая, плотно свернутая, веретеновидная, в средней части слегка расширенная и почти одинаково суженная к обоим концам. Периферический край слабо волнистый, почти ровный. Взрослая раковина состоит из трех оборотов спирали. Два начальных оборота занимают $\frac{2}{5}$ части раковины и состоят из 6—8 камер в каждом обороте. Последний оборот занимает $\frac{3}{5}$ длины всей раковины и составлен 8—10 камерами, продолговатыми, узкими, незначительно выпуклыми, слегка изгибающимися в направлении

* *Rara* — в переводе «редкая».

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 77

завивания раковины. Камеры начальных оборотов короткие, прямоугольные, слегка выпуклые. Швы между камерами довольно отчетливые, почти прямые, слегка дугообразно изгибающиеся. Устье петлевидное или в виде узкой щели, расположено в изгибе внутреннего края последней камеры. Стенка гладкая, мелко-пористая.

Размеры изображенного экземпляра: длина 0,13 мм, толщина — 0,07 мм.

Размеры других особей: длина — 0,11 — 0,17 мм, толщина 0,05 — 0,07 мм.

Как видно из приведенных данных, при почти одинаковой ширине раковины длина ее часто меняется. Изменчивой является также форма раковины. Наряду с типичными экземплярами наблюдаются такие, у которых более расширена начальная часть раковины и несколько сужена устьевая. Форма и количество камер тоже не всегда постоянны. Кроме того, к изменчивым признакам относится отношение двух первых оборотов к последнему.

Встречаются экземпляры, у которых последний оборот занимает почти $\frac{5}{6}$ длины всей раковины, тогда как обычно последний оборот занимает $\frac{3}{5}$ части раковины.

Данные особи обнаруживают некоторое сходство с *B. elegantissima*, описанной Орбини (1839) из современных осадков Западного берега Южной Америки. Наш вид от последнего отличается несколько более расширенной раковинной, меньшей ее величиной, менее волнистым периферическим краем и менее выпуклыми камерами. Затем у наших форм больше камер в последнем обороте, т. е. 8—10 против 6—8 у *B. elegantissima*, и они более узкие и сильнее вытянуты в длину.

Указанные выше существенные отличия, относящиеся к видовым признакам, позволили нам выделить обнаруженные особи в новый вид.

Распространение. *Buliminella rara* встречается в основном в поляницкой свите (олигоцен) и в нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатя. Единичные находки обнаружены в стебникской свите (средний миоцен) Предкарпатя.

Подсемейство VIRGULININAE Cushman, 1927

Род VIRGULINA Orbigny, 1826

Тип рода — *Virgulina squamosa* Orbigny, 1826; плиоцен, Италия.

Известен с юры до настоящего времени. В СССР имеет весьма незначительное распространение. Встречен пока в мелу Таджикской депрессии и в эоцене Кавказа. Из миоценовых отложений описано всего лишь три вида, принадлежащих к этому роду:

Virgulina conspicua из воротыщенской свиты Предкарпатья, *V. schreibersiana* — из среднего миоцена Предкарпатья, из тересвинской серии Закарпатья и *V. tarchanensis* из тарханских отложений Северного Кавказа.

Virgulina conspicua * P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VI, рис. 3а, б, в

Голотип № 5199 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина веретеновидная, удлиненная, закругленная в начальной части, слегка уплощенная в устьевой, с заостренным начальным и несколько притупленным устьевым концами. Состоит из 4—6 оборотов спирали.

В начальной части 1,5—2 оборота, образованные плотно соединенными камерами, располагающимися трехрядно и занимающими $\frac{1}{3}$ раковины. Поздние 2—3 оборота образованы камерами, расположенными двурядно. В целом раковина имеет 13—15 камер. Камеры в начальной части раковины слегка вздутые, имеют овальную форму. Все они постепенно возрастают по мере роста раковины. Последующие камеры имеют неправильную четырехугольную форму, более вздутые, чем в начальной части, очень незначительно вытянуты по длинной оси раковины. Швы отчетливые, углубленные, слегка изогнутые. Устье петлевидное, удлиненное, достигающее до основания устьевой поверхности. На некоторых экземплярах отчетливо заметна губа, окаймляющая устье.

Стенка раковины гладкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра: длина 0,94 мм, ширина 0,30 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,77—1,00 мм, ширина 0,20—0,35 мм.

К изменчивым признакам данного вида следует отнести размеры раковины: при почти постоянной ширине, значительно меняется длина (0,77 мм — 1,00 мм). Изменчивым также является количество камер (13—15) и форма их в последних оборотах в зависимости от их уплощенности или раздутости.

В остальном раковины каждого вида сохраняют постоянство своих характерных признаков.

Близким видом можно считать *Virgulina punctata* O r b i g n y, описанную Кешмэном (1920) из миоценовых отложений Флориды. Наш вид отличается от *Virgulina punctata* менее косыми швами, неправильно четырехугольной формой камер, а также большими размерами раковин. Так, например, наши особи имеют длину

* *Conspiqua* — в переводе «заметная».

до 1,00 мм, а ширину до 0,35 мм, в то время как у *Virgulina punctata* длина раковины доходит только до 0,75 мм, а ширина — до 0,20 мм.

Отмеченные признаки описываемого нами вида с полным основанием позволяют выделить его как новый, основной вид рода *Virgulina*.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается исключительно в нижневоротыщенских отложениях (олигоцен) Предкарпатя, по рр. Воротыще, Быстрица-Солотвинская и профиле Дзвиняч-Старуня.

Virgulina schreibersiana C z j z e k

Табл. VI, рис. 4; 5а, б

1848. *Virgulina schreibersiana* C z j z e k. Haidinger's Naturwiss. Abh. т. 2, стр. 147, табл. XII, рис. 18—21.
 1857. *Virgulina schreibersiana* E g g e r. Neues Jahrb. Min., стр. 295, табл. XII, рис. 12, 13, 14.
 1930. *Virgulina schreibersiana* M a c f a d y e n. Geol. Surv. Egypt, стр. 56, табл. I, рис. 24а, б.
 1932. *Virgulina schreibersiana* C u s h m a n. Contr. Cushman Lab. Foramin. Res., том 8, стр. 17, табл. 3, рис. 5а—с.
 1953. *Virgulina schreibersiana* С у б б о т и н а. Микрофауна СССР, сб. VI, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69, стр. 218, табл. X, рис. 3а, б.

Голотип из миоценовых отложений Венского бассейна.

Оригинал № 5198 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2692 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина удлинненно-веретенообразная. В начальной части слегка суженная, в устьевой незначительно расширенная, заостренная у обоих концов. Длина ее примерно в 3—3,5 раза превышает ширину. В начальной части расположение камер спирально-винтовое, трехрядное. В устьевой части камеры расположены двурядно. Периферический край закругленный, слабо лопастной. Начальные камеры занимают чаще всего половину раковины, но иногда они составляют $\frac{1}{3}$ раковины. Камеры в начальной части, в количестве 6—8, имеют неправильно четырехугольное очертание, несколько раздуты, незначительно возрастают от одной к другой. Последние 2—4 камеры сильно вытянуты, длина их в 2—2,5 раза превышает ширину. Они слегка объемлют предыдущие камеры. Швы отчетливые, слегка углубленные, изогнутые. Устье типичное для рода, протягивается по всей устьевой поверхности. Стенка гладкая, тонкая, часто блестящая, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 5 а, б: длина 0,73 мм, толщина 0,20 мм; на рис. 4: длина 1,00 мм, толщина 0,25 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,73—1,00 мм, толщина 0,20—0,25 мм.

Изменчивость данного вида больше всего проявляется в степени удлиненности раковины и в форме и размерах последних камер. Некоторые изменения наблюдаются в степени выпуклости камер, особенно у последних оборотов.

Встреченные нами экземпляры обнаруживают большое сходство с *Virgulina schreibersiana*, описанными Жичеком (1848) из миоценовых отложений Венского бассейна. Под тем же названием сходная форма описана Н. Н. Субботиной (1953) из майкопских отложений Крыма. Наши особи отличаются от последней менее выпуклыми и более вытянутыми камерами в последних двух оборотах.

Распространение. Впервые описан Жичеком (1848) из миоценовых отложений Венского бассейна. Эггером (1857) был встречен в миоценовых отложениях Германии (окрестности г. Ортенбурга), Макфейдиеном (1930) — в миоценовых отложениях Египта. Кешмэн (1932) приводит данные о распространении этого вида с олигоцена до настоящего времени в Южной Европе. По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известен из среднемиоценовых отложений Албании.

В нашем материале обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатского краевого прогиба и в хустецкой свите (тортон) Закарпатья. А. К. Богданович (1949) приводит его из конкских отложений Кавказа и майкопской свиты Крыма. Н. Н. Субботина (1953) описала этот вид из олигоценовых отложений Крыма и Кавказа.

Подсемейство BULIMININAE Jones, 1876, trans. Brady, 1884

Род BULIMINA Orbiguy, 1826

Тип рода — *Bulimina marginata* Orbiguy, 1826; современный, Адриатическое море.

Известен с юры до настоящего времени. В миоценовых отложениях западных областей Украины этот род представлен довольно многочисленными видами. Первые его представители появляются в стебникской свите (средний миоцен). Здесь впервые для миоценовых отложений начинает появляться *Bulimina elongata* Orb.

Особенно большое скопление видов этого рода наблюдается в глинистых породах косовской свиты (тортон), где встречаются в большом количестве *Bulimina elongata* Orb. var. *elongata* Orb., *B. subulata* Cushman et Park., *Bulimina ovata* Orb., *B. pupoides* Orb. и др.

В вышележащих отложениях и в сармате булимины встречаются значительно реже.

Bulimina ovata Or b i g n y

Табл. V, рис. 9а, б; 10а, б

1846. *Bulimina ovata* Or b i g n y. Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne, стр. 185, табл. XI, рис. 13, 14.
1884. *Bulimina ovata* B r a d y. Rep. Voy. Challenger, т. 9, стр. 400, табл. 50, рис. 13а, в.
1925. *Bulimina ovata* Т у т к о в с к и й. Копальні мікрофауни., ч. I, вип. 8, Тр. физ-мат вид. Ак. Наук УРСР, стр. 23, табл. XXIX, рис. 64—66.
1953. *Bulimina ovata* Н. К. Б ы к о в а. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69, стр. 68, табл. II, рис. 4, 6.
1953. *Bulimina ovata* С у б б о т и н а. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69, стр. 210, табл. IX, рис. 15, 16.

Оригинал № 5201 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2691 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, с. Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина яйцевидная, в поперечном сечении округлая, с закругленным устьевым концом и слегка притупленным, а в отдельных случаях заостренным начальным концом, со слегка волнистым периферическим краем. Состоит из трех оборотов спирали; в каждом обороте имеется три камеры. Камеры последнего оборота значительно превышают по величине камеры предыдущих оборотов и занимают примерно $\frac{2}{3}$ всей раковины. Камеры в начальной части узкие и низкие, в последнем обороте овальные, выпуклые, швы узкие, углубленные. Устье, типичное для рода, расположено в углублении, находящемся посередине устьевой поверхности.

Размеры изображенных экземпляров: длина — 0,50 мм, толщина — 0,30 мм, (рис. 9а, б); длина — 0,65 мм, толщина — 0,35 мм (рис. 10а, б).

Размеры других особей: длина 0,50—0,70 мм, толщина 0,30—0,40 мм.

По общему облику форма раковины варьирует от равномерно-овальной и компактной до удлинённой и менее плотно свернутой. Изменчивы также размеры раковины и характер швов, благодаря различной степени выпуклости камер. Чаще всего швы вдавленные, хорошо различимые, но на ранних стадиях роста, когда поверхность камер менее сильно выпуклая, швы нерезко выделяются. Незначительно варьируют и относительные размеры камеры. Последняя изменяется от равномерно-овальной до округлой. Отношение первых оборотов к последним остается постоянным в пределах 2 : 1.

Рассматриваемый нами вид в значительной степени напоминает *Bulimina pupoides* и *Bulimina affinis*, описанные Орбиньи (1846) из миоценовых отложений Венского бассейна.

Изученные нами раковины *B. ovata* отличаются от *Bulimina pupoides* менее выпуклыми камерами и иным характером роста. Так, у *B. ovata*, как выше отмечено, последний оборот значительно превышает предыдущие, а у *B. pupoides* размеры оборотов увеличиваются постепенно.

От *Bulimina affinis* описываемый нами вид отличается очень незначительно. Различие заключается в большей округленности всей раковины в целом и меньшей заостренности начальной части раковины, в частности.

Возможно, что названные «виды» являются лишь разновидностями *B. affinis* O r b. (1839), впервые описанного из современных отложений о-ва Куба, тем более что встречаются они в одних и тех же отложениях. Однако имеющегося у нас материала еще недостаточно для окончательного суждения по этому вопросу.

B. ovata описана Н. К. Быковой (1948) из среднего эоцена Таджикской депрессии. Наши особи отличаются более длинными и менее широкими камерами и большей их выпуклостью. От *Bulimina ovata*, описанной Н. Н. Субботиной (1953) из верхнего эоцена Донбасса, они отличаются лишь менее удлинненным устьевым концом.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые этот вид описан Орбиньи (1846) из тортонских отложений Венского бассейна. Брэди (1884) отметил его среди современных фораминифер в северной части Атлантического океана. По данным, полученным в результате определительских работ лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известен в тортоне Румынии и в среднем миоцене Албании. *Bulimina ovata* часто встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатья, а также в хустецкой и тячевской свитах (тортон) Закарпатья. П. А. Тутковский (1925) отметил этот вид в верхнеэоценовых отложениях Украины. Н. Н. Субботиной (1934) он описан из майкопских отложений р. Кубани (миоцен). Затем указан Н. Н. Субботиной (1953) в верхнеэоценовых отложениях Луганской области (Донбасс), Н. К. Быковой (1950) — из среднего эоцена Средней Азии.

Bulimina pupoides O r b i g n y

Табл. V, рис. 11а, б

1846. *Bulimina pupoides* O r b i g n y. Foram. foss. Vienne, стр. 185, табл. XI, рис. 11, 12.
1884. *Bulimina pupoides* B r a d y. Rep. Voy. Challenger, т. 5, стр. 400, табл. 50, фиг. 15.

Оригинал № 5190 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, гладкая, в горизонтальном сечении округлая, постепенно расширяющаяся от при-

остренного начального конца к несколько притупленному устьевому. В некоторых случаях устьевой конец бывает слегка приострен. В очертании раковина волнистая, состоит из четырех оборотов спирали. В каждом обороте по три камеры. Камеры последнего оборота занимают приблизительно одну треть длины всей раковины. Камеры выпуклые, в виде неправильных четырехугольников, очень постепенно возрастают в величине. Швы глубокие, отчетливые, сильно изогнутые.

Устье типичное для рода, хорошо выражено, расположено в углублении, посередине устьевой поверхности.

Стенка раковины известковистая, мелкопористая.

Размеры экземпляра, изображенного на рисунке: длина 0,65 мм, толщина 0,35 мм.

Средние размеры: длина 0,60—0,70 мм, толщина 0,30—0,35 мм.

Данный вид незначительно варьирует лишь только в отношении размеров раковины и формы устьевого конца, от притупленного до слегка приостренного.

От *Bulimina ovata* из тортонских отложений Венского бассейна описываемый вид отличается, прежде всего, соотношением размеров камер первых и последних оборотов. Так, у *Bulimina pupoides* камеры возрастают постепенно, а у *B. ovata* камеры последнего оборота занимают $\frac{2}{3}$ раковины, а в некоторых случаях и больше, таким образом, начальные камеры имеют очень незначительные размеры.

Кроме отмеченного существенного признака, наши особи отличаются усеченным устьевым концом, более выпуклыми камерами и более отчетливыми, углубленными швами.

Распространение. Впервые описан Орбиньи (1846) из тортона Венского бассейна. Обнаружен в тортоне Румынии и в среднем миоцене Албании, по данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатя, а также в хустецкой и тячевской свитах (тортон) Закарпатя.

Bulimina elongata Or b i g n y

[Табл. V, рис. 12a, б—15a, б]

1826. *Bulimina elongata* Or b i g n y. Tabl. méth., Ann. Sci. Nat., т. 17, стр. 269, № 9.
 1846. *Bulimina elongata* Or b i g n y. Foram. foss. Vienne, стр. 187, табл. XI, рис. 19—20.
 1930. *Bulimina elongata* M a s f a d y e n. Miocene Foram. Egypt, стр. 54, табл. I, рис. 17.
 1950. *Bulimina* ex gr. *elongata* Б о г д а н о в и ч. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, стр. 171.

К этому виду, по имевшимся у нас материалам, отнесены 2 варьетета. Один из них *B. elongata* Or b. var. *elongata*, объе-

диняет типичные особи; другой — *B. elongata* Orb. var. *vagina* — охватывает группу с удлиненной раковинной почти одинаковой толщины от начального до устьевоего конца.

О п и с а н и е. Если рассматривать данные разновидности в целом, то основные признаки можно охарактеризовать следующим образом. Раковина удлиненная, узкая, слегка расширяющаяся от приостренного начального конца к устьевому, иногда слабо изогнутая, состоит из 4—7 оборотов спирали. В некоторых случаях последние обороты не очень плотно закручены, как бы с тенденцией к раскручиванию, вследствие чего создается ложное впечатление двурядного расположения камер. Камеры слегка вздутые, более или менее быстро возрастающие в длину по мере роста раковины. Длина камер в ранней части раковины меньше ширины, позднее камеры становятся правильно округлыми, а в последних оборотах длина их превышает ширину. Швы отчетливые, углубленные, изогнутые. Устье петлевидное, расположено посередине устьевой поверхности, от ее вершины до основания.

Стенка гладкая крупнопористая. У некоторых раковин на ранних камерах наблюдаются более или менее длинные шипы.

Р а з м е р ы: длина 0,56—0,95 мм, толщина 0,25—0,35 мм.

Изменчивость проявляется главным образом в размерах и в форме раковины, иногда расширяющейся к устьевому концу, иногда имеющей одинаковую ширину по всей длине. Форма камер меняется в процессе онтогенетического развития от округлой до овальной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Представители данных вариантов широко распространены в миоценовых, главным образом в тортонских, отложениях Европы, Северной Америки и Африки (Египет).

В СССР они известны, по данным А. К. Богдановича (1950), в чокракских отложениях Западного Предкавказья.

Bulimina elongata Orbigny var. *elongata* Orbigny

Табл. V, рис. 12а, б; 13а, б

1826. *Bulimina elongata* Orbigny. Tabl. méth. Ann. Sci. Nat., том 17, стр. 269, № 9.
 1846. *Bulimina elongata* Orbigny. Foram. foss. Vienne, стр. 187, табл. XI, рис. 19, 20.
 1930. *Bulimina elongata* Mascadyen. Miocene Foram. Egypt, стр. 54, табл. I, рис. 17.

Голотип из тортона Венского бассейна.

Оригинал № 5191 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2689 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 85

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, в некоторых случаях изогнутая, слегка расширяющаяся от заостренного начального конца к притупленному устьевому. Состоит из 5—7 оборотов спирали. В каждом взятом обороте, так же как и в соседних оборотах, камеры сравнительно медленно возрастают. В некоторых случаях, как это изображено на рисунке, последние обороты сильно раскручиваются, благодаря чему создается впечатление двурядного расположения камер.

Камеры незначительно вздутые, в ранней части ширина их лишь немного превышает длину, в последующих оборотах камеры приобретают правильную округлую форму, а в тех случаях, когда длина их несколько превышает ширину, даже овальную.

Швы вогнутые, тонкие, ясно заметные в поздней части и плохо различимые в ранней. Последняя камера выступает в виде округлой вершины на устьевом конце. Устье петлевидное, тянущееся от основания до вершины камеры.

Стенка гладкая, покрытая многочисленными довольно крупными порами.

Р а з м е р ы изображенных экземпляров на рис. 12а, б: длина 0,80 мм, толщина 0,30 мм; на рис. 13а, б: длина 0,95 мм, толщина 0,05 мм.

Размеры других особей: длина 0,80—0,95 мм, толщина 0,25—0,35 мм.

Изменчивыми у данного вида являются размеры и форма раковины.

У некоторых особей раковина сильно вытянута в длину, но чаще встречаются более компактные с плотно свернутыми оборотами.

Встречаются особи с изогнутой раковинной. Близких видов в литературе не отмечено.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан из миоценовых отложений (тортон) Венского бассейна (Орбиньи, 1846). По работе Макфейдиена (1930) известен из миоценовых отложений Египта. Встречается в среднем миоцене Албании (данные лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, 1951—1958).

А. К. Богдановичем (1950) отмечаются находки этого вида в тархано-чокракских отложениях Крымско-Кавказской области. Н. Н. Субботиной (1952) описан из олигоценовых и миоценовых отложений Ставрополя.

В исследованном нами материале в массовом количестве встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатя, а также в хустецкой, ньяговской и тячевской свитах (тортон) Закарпатя.

Ближние формы, названные нами *B. aff. elongata* O r b i g n y, в единичных экземплярах встречены в поляницкой и нижне-воротыщенской свитах.

Bulimina elongata Orb. var. *vagina* *

Pischvanova var. n.

Табл. V, рис. 14a, б; 15a, б

Голотип № 5192 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

Оригинал № 5193 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина длинная и узкая, в некоторых случаях изогнутая, очень незначительно расширяющаяся от слегка приостренного начального конца к устьевому; таким образом, ширина ее почти одинакова во всех ее частях.

Состоит из 6—7 оборотов спирали. В каждом отдельно взятом обороте, так же как и в пределах соседних оборотов, камеры медленно возрастают. Все камеры слегка вздутые, в начальной части ширина камер незначительно превышает длину; в последних оборотах камеры значительно вытянуты в длину. Швы вогнутые, тонкие, ясно различимые в поздней части и плохо различимые в ранней. Устье петлевидное. Стенка гладкая, с многочисленными довольно крупными порами.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 15 a, б: длина 0,70 мм, толщина 0,20 мм; на рис. 14 a, б: длина 0,56 мм, толщина 0,17 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,55—0,75 мм, толщина 0,17—0,25 мм.

Изменчивыми признаками являются размеры, степень изогнутости раковины и степень удлиненности последних оборотов.

От типичных представителей рассматриваемый вариант отличается удлиненной узкой раковинкой, которая на всем протяжении остается узкой, с едва заметным расширением к устьевому концу. Особенно сильно выражено раскручивание последних оборотов, создающее ложное впечатление двурядности.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатья и хустецкой свите (тортон) Закарпатья.

Bulimina subulata Cushman et Parker

Табл. V, рис. 16a, б; 17a, б

1937. *Bulimina elongata* Orbigny var. *subulata* Cushman and Parker, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., т. 13, стр. 51, табл. 2.

1958. *Bulimina subulata* Пищанова. Труды ВНИГРИ, Палеонт. сб., вып. IX, Гостехиздат, стр. 264, табл. I, рис. 7a, б.

Оригинал № 5194 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

* *Vagina* — в переводе «ножны».

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья 87

Оригинал № 2690 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, возрастающая по ширине от заостренного и суженного начального конца к притупленному устьевому. В типичном случае раковина состоит из 4—6 оборотов спирали. Камеры сравнительно быстро возрастают в пределах даже двух соседних оборотов. Все камеры незначительно вздутые, ширина их лишь немного превышает длину. Швы изогнутые, тонкие, углубленные. Устье петлевидное. В основании раковины имеется различное количество хорошо развитых шипов, варьирующих по длине. Стенка раковины гладкая, тонкая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 17 *а, б*: длина 0,75 мм, толщина 0,30 мм; на рис. 16 *а, б*: длина 0,70 мм, толщина 0,35 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,65—0,75 мм, толщина 0,30—0,35 мм.

Изменчивыми признаками являются: форма раковины (от удлиненно-овальной до широко-овальной), размеры раковины, количество шипов — от 1—2 (редко) до 5—10 и более (часто) и характер шипов (длинные — заостренные или короткие — притупленные).

Bulimina subulata Cushman et Parker часто встречается в комплексе с *Bulimina elongata* Orbigny, от которой ее легко отличить вследствие шиповатости начальных камер и расширенного последнего оборота. От встречающейся в тех же отложениях *Bulimina aculeata* Orb. отличается формой раковины (заостренный начальный конец и притупленный устьевой), менее вздутыми камерами и менее углубленными швами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Кешмэном и Паркер (1937) из тортона Венского бассейна. В результате определительских работ, проведенных в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известна из среднего миоцена Румынии и Албании.

В нашем материале часто встречается в косовской свите (тортон) Предкарпатья, а также в хустецкой и тячевской свитах (тортон) Закарпатья. А. К. Богдановичем (1949) обнаружен в конкских отложениях р. Фарс на Северном Кавказе.

Bulimina aculeata Orbigny

Табл. VI, рис. 1а, б

1826. *Bulimina aculeata* Orbigny. Ann. Sci. Nat., т. 7, стр. 269. Типичного изображения не дано.
 1850. *Bulimina aculeata* Reuss. Denkschr. k. Akad. Wiss., Wien, т. I, стр. 374, табл. 47, рис. 13.
 1884. *Bulimina aculeata* H. B. Brady. Rep. Voy. Challenger, т. 9, стр. 406, табл. 51, рис. 7—9.
 1947. *Bulimina aculeata* Cushman and Parker. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 210—D., стр. 120, табл. 28, рис. 8—11.

Оригинал № 5195 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина широко-овальная, часто суженная у начального конца. Состоит из трех и трех с половиной оборотов спирали. Камеры вздутые, в некоторых случаях выпуклые, почти округлые, быстро возрастающие в величине, по мере роста раковины. В начальной части раковины камеры покрыты довольно крупными, короткими и сравнительно толстыми шипами, расположенными по всей поверхности камер. На поздних камерах шипов не наблюдается. Швы глубокие, узкие, изогнутые. Устье петлевидное. Стенка гладкая, за исключением начальных камер, покрытых шипами, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 1 а, б: длина 0,40 мм, толщина 0,28 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,38—0,45 мм, толщина 0,25—0,30 мм.

Изменчивыми признаками являются форма раковины (от широко-овальной до суженной в начальной части) и количество шипов на начальных камерах. В типичном случае шипы сплошь покрывают начальные камеры, но встречаются особи, у которых только две-три начальные камеры покрыты несколькими шипами. Подобные экземпляры нередко принимают за *B. subulata* C u s h m a n et P a r k e r, хотя они и отличаются меньшей длиной раковины, более выпуклыми камерами и более вдавленными углубленными швами.

Предкарпатские особи описываемого вида имеют большое сходство с голотипом, установленным Орбини (1826) из Адриатического моря возле Римини (Италия).

Р а с п р о с т р а н е н и е. По Рёйссу (1850) известен из соленосных отложений (тортон) Велички (Польша). Кешмэн и Паркер (1947) приводят данные о распространении этого вида, отмечая его в миоцене Западной Европы и о-ва Ямайка, в плиоцене Англии и в современных морях.

По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известен из среднемиоценовых отложений Румынии и Албании.

В нашем материале обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатья, а также в хустецкой и тячевской свитах (тортон) Закарпатья.

Подсемейство REUSSELLINAE C u s h m a n, 1933

Род REUSSELLA G a l l o w a y, 1933

Тип рода — *Verneuilina spinulosa* R e u s s, 1850; средний миоцен, Венский бассейн.

Известен с мела до настоящего времени. В СССР встречается в верхнемеловых отложениях Прикаспийской впадины, Украины, палеогеновых и миоценовых отложениях Северных Карпат.

Reussella spinulosa (R e u s s)

Табл. VII, рис. 3а, б; 4а, б, в

1850. *Verneuilina spinulosa* R e u s s. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, т. I, стр. 374, табл. 47, рис. 12 а—с.
1884. *Verneuilina spinulosa* B r a d y. Rep. Voy. Challenger, Zoology, т. 9, стр. 384, табл. 47, рис. 1—3.
1930. *Verneuilina spinulosa* M a c f a d y e n. Geol. Surv. Egypt, стр. 50, табл. I, рис. 8а—в.

Оригинал № 5208 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 3038 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, с. Бочков, басхевская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина трехрядная, трехгранная, со слегка вогнутыми гранями, треугольная в поперечном сечении, с заостренным начальным концом и расширенным устьевым. В каждом ряду насчитывается 6—7 камер. Каждая камера, выпуклая сверху, сужаясь к наружному концу раковины, оканчивается шипом. Последняя камера выпуклая, заостренно-сердцевидная. Швы слегка углубленные, дугообразноизогнутые в сторону устьевого конца. Устье петлевидное, расположено у внутреннего края последней камеры. Стенка гладкая, тонкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 3 а, б: длина 0,44 мм, ширина 0,18 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,44—0,46 мм, ширина 0,14—0,23 мм.

Изменчивыми признаками данного вида являются размеры раковин и форма последней камеры, которая у некоторых особей вытянута вверх более, чем у изображенного экземпляра. Кроме того, у некоторых особей наблюдается 5—5,5 камер в последнем обороте, вместо обычных 6—7. Некоторое изменение наблюдается и в форме шипов на камерах: попадаются экземпляры как с более острыми, так и с более притупленными шипами.

Обнаруженные раковины имеют большое сходство с *Verneuilina spinulosa*, впервые описанной Рейссом (1850) из третичных отложений Венского бассейна. Эггер (1857) приводит этот вид из миоценовых отложений Германии. Формы, описанные Эггером, отличаются от типичных экземпляров наличием шипов не только на наружных концах камер, но и на всей их поверхности, а также более сильным развитием шипов на начальных камерах.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Рейссом (1850) из тортона Венского бассейна (лейтовые известняки Нуссдорфа). Брэди (1884) описал этот вид из современного моря; Макфейдиен (1930) обнаружил его в миоценовых отложениях Египта. По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958),

встречается в среднемиоценовых отложениях Албании. В нашем материале обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатья и в басхевской свите (тортон) Закарпатья.

Подсемейство CAUCASININAE Н. В у к о в а, 1959

Род CAUCASINA Ch al i l o v, 1951

Тип рода — *Caucasina schischkinskye* (S a m o i l o v a), 1947; олигоцен Крыма.

Впервые выделен в олигоценовых отложениях Азербайджана (Халилов, 1951). В миоценовых отложениях до сих пор упоминался редко. В западных областях Украины представлен новым видом — *C. tenebricosa*, который обнаружен в нижневоротыщенской свите (олигоцен) и стебникской свите (средний миоцен) Предкарпатья. Представители этого рода известны также в верхнем эоцене Южной Эмбы. Очень легко отличается от других родов этого семейства спиральным расположением начальных камер.

Caucasina tenebricosa * P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VI, рис. 2а, б, в

Голотип № 5197 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, сел. Дзвиняч, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, пригнутая в начальной части и приостренная в устьевой, с округлым, слегка волнистым периферическим краем. Состоит из 4—6 оборотов спирали. В начальной части раковина имеет роталиевидное строение. Спираль в начальной части состоит из 2—2,5 оборотов, в каждом обороте по 4—5 камер. Последующие обороты содержат по 3 камеры. Начальная камера имеет округлую форму. Все камеры двух начальных оборотов имеют форму трапеции. У последующих оборотов форма камер неправильно-четырёхугольная. Размер камер в начальной части увеличивается незначительно, в последних трех оборотах величина камер сильно возрастает. Швы отчетливые, слегка углубленные, косые. Устье петлевидное, находится в желобообразном углублении на последней камере. Стенка гладкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра: длина 1,06 мм, толщина 0,59 мм. Размеры других экземпляров: длина 0,96—1,06 мм, толщина 0,53—0,59 мм.

Обычно встречаются экземпляры, которые содержат 2—2,5 оборота спирали в начальной части и 3 оборота в последующей части раковины.

* *Tenebricosa* — в переводе «неясная».

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатъя 91

В нижневоротыщенских отложениях р. Воротыще встречены экземпляры, у которых последующая часть раковины содержит всего два оборота. В последнем случае форма раковины приобретает округлое очертание. К изменчивым признакам данного вида относятся размеры раковины.

В литературе по миоценовым отложениям Советского Союза и зарубежных стран аналогичные раковины отмечены не были.

Близкий вид описан Р. Б. Самойловой (1947) из среднего олигоцена (горизонт с *Cibicides pseudoungerianus*) р. Альмы (Крым) под названием *Bulimina schischkinskye Samoilova*. Наши особи отличаются от них меньшим количеством оборотов спирали, большими размерами (длина — 1,06 мм, против 0,65 мм, толщина — 0,59 мм, против — 0,20 мм) и менее углубленными швами. Главное же отличие заключается в том, что у наших особей в последнем обороте, так же как и во всех предыдущих, за исключением спиральной ранней части, по 3 камеры, а у *Caucasina schischkinskye (Samoilova)* обороты содержат по 4 камеры, а к устьевому концу количество камер быстро уменьшается до трех, двух с половиной, двух.

В олигоцене северо-восточного предгорья Малого Кавказа (Азербайджан) Д. М. Халиловым (1951) описана *Caucasina oligocaenica Chalilov*, являющаяся синонимом *C. schischkinskye (Samoilova)*; *C. tenebricosa* от кавказского вида отличается менее удлиненной и более сильно развитой раковиной, всегда округлой в поперечном сечении и имеющей одинаковую толщину во всех своих частях.

Распространение. Встречается в заметном количестве в поляницкой свите (олигоцен) и в нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатъя. В значительном количестве в стебникской свите (средний миоцен) Предкарпатъя.

Подсемейство UVIGERININAE Cushman, 1913

Род UVIGERINA Orbigny, 1826

Тип рода — *Uvigerina pygmaea* Orbigny, 1826; плиоцен, Италия.

Известен с эоцена до настоящего времени. В СССР, как и всюду, встречается только начиная с палеогеновых отложений. В миоценовых отложениях представлен довольно многочисленными видами. Наиболее широко распространены раковины с ребристой стенкой. Из них в Предкарпатском краевом прогибе нами были отмечены *Uvigerina pygmaea*, *U. perornata*, *U. urnula*. Из представителей же увигерин с шиповатой стенкой нами обнаружена только *U. asperula*. Наибольшее количество увигерин найдено в тортонских отложениях. В нижележащих же отложениях воро-

тыщенской и стебникской свит увигерины встречаются редко, причем такой плохой сохранности и мелких размеров, что не во всех случаях можно определить их до вида.

Uvigerina pygmae Orbigny

Табл. VII, рис. 5a, б; 6a, б

1826. *Uvigerina pygmae* Orbigny. Ann. Sci. Nat., т. 7, стр. 269, табл. 12, рис. 8, 9.
 1846. *Uvigerina pygmae* Orbigny. Foram. foss. Vienne, стр. 190, табл. XI, рис. 25—26.
 1930. *Uvigerina pygmae* Mascaduen. Geol. Surv. Egypt., стр. 92, табл. III, рис. 27.

Оригинал № 2715 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2695 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

Описание. Раковина удлиненная, яйцевидная, с заостренным начальным концом и слегка притупленным устьевым. Образована четырьмя оборотами спирали. Каждый оборот содержит по три камеры. Камеры несколько вздутые, в ранней части низкие и широкие, в поздней — высокие и узкие. Швы углубленные. Устье представляет собой открытый конец трубковидного горлышка с отогнутыми краями. Стенка раковины мелкопористая, покрытая хорошо выраженными тонкими невысокими ребрышками, которые прерываются на каждой камере и постепенно сходятся в один пучок к обоим концам раковины. Количество их достигает до 30.

Размеры изображенного экземпляра на рис. 5: длина 0,60 мм, толщина 0,33 мм; на рис. 6: длина 0,65 мм, толщина 0,35 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,55—0,65 мм, толщина 0,30—0,35 мм.

Данный вид легко можно отличить от других увигерин благодаря небольшим размерам раковины, яйцевидной ее форме и присутствию хорошо выраженных ребер. Однако у некоторых особей иногда на ребрах появляются шипики, присутствие которых сближает данный вид с *Uvigerina asperula* Cz. По-видимому, эти два вида являются родственными. Встречаются они в одних и тех же отложениях — тортоне. В отличие от *Uvigerina asperula*, у описываемого вида устьевая часть более притупленная и горлышко имеет большие размеры.

Uvigerina pygmae имеет большое сходство с другим близким видом — *U. semiornata*, описанным Орбиньи (1846) из миоценовых отложений Венского бассейна. Орбиньи указывает, что различие между этими двумя видами заключается в том, что у *U. pygmae*

ребра очень низкие и как будто стертые. По нашим наблюдениям над раковинами как из тортонских отложений западных областей Украины, так и из тортона Венского бассейна, различие между этими двумя видами заключается в форме и размерах раковины. У *U. pygmaea* — длина 0,65 мм, толщина — 0,35 мм, против длины 0,75 мм, толщины 0,45 мм у *U. semiornata*. Главное же различие между ними заключается в том, что у *U. pygmaea* менее отчетливо выражены ребра и они проходят по всей раковине, в то время как у *U. semiornata* ребра более глубокие и не доходят до последних камер.

Распространение. Впервые описан Орбини (1826) из Сиены (Италия), без указания возраста. Позже этим же автором (1846) описан из тортона Венского бассейна. Рёйсс (1867) описал этот вид из соленосных отложений (нижний тортон) Велички (Польша). Макфейдиен (1930) описал этот вид из миоценовых отложений Египта. По данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известен из среднемиоценовых отложений Румынии и Албании.

Является характерным видом для миоценовых отложений Западных областей Украины. Нами был обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатя и в хустецкой свите (тортон) Закарпатя.

Uvigerina asperula Czjzek

Табл. VII, рис. 7а, б; 8а, б

1848. *Uvigerina asperula* Czjzek. Haidinger's Naturwiss. Abh., т. 2, стр. 146, табл. 13, рис. 14—15.
 1848. *Uvigerina orbignyana* Czjzek. Haidinger's Naturwiss. Abh. т. 2, стр. 147, табл. 13, рис. 16—17.
 1867. *Uvigerina asperula* Reuss. Sitz. Akad. Wiss. Wien, т. 55, стр. 93, табл. 4, рис. 6—9.

Оригинал № 5210 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2694 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

Описание. Раковина средних размеров, удлинено-овальная, суженная у обоих концов. Иногда несколько расширяющаяся от узкого начального до более широкого устьевого конца. Состоит из 3—4 сравнительно отчетливых оборотов спирали, сложенных неравномерно увеличивающимися по мере нарастания камерами. Камеры выпуклые, ширина их в большей или меньшей степени превышает высоту. Количество камер 9—12. Швы углубленные, довольно отчетливые. Устье расположено на открытом конце сравнительно тонкого горлышка, имеющего небольшой отворот. Стенка густо покрыта очень мелкими шипиками, расположенными в едва заметные продольные ряды.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 8 а, б: длина 0,50 мм, толщина 0,30 мм; на рис. 7 а, б: длина 0,53 мм, толщина 0,25 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,45—0,53 мм, толщина 0,25—0,30 мм.

Раковины данного вида очень хорошо отличаются от других увигерин присутствием многочисленных шипиков. Величина шипиков и степень их скученности весьма изменчивы. Шипики, или как их можно назвать, иголки чаще всего располагаются более или менее отчетливыми продольными рядами, но иногда они рассеяны без всякого видимого порядка, нередко весьма густо. Варьирование этих признаков может быть отмечено на одной и той же особи.

В незначительной степени у этого вида варьирует форма и размеры всей раковины, благодаря чему наблюдаются как тонкие и вытянутые особи, так и широкие вздутые.

Близким видом является *Uvigerina pygmaea* (O r b.).

Наши особи этого вида отличаются от упомянутых присутствием шипов на всей поверхности раковины, веретеновидной формой раковины, более узким горлышком.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Жичек (1948) описал этот вид из тортона (тегель и лейтовый известняк) Венского бассейна. По данным Рёйсса, в большом количестве экземпляров встречается в соленосных отложениях (нижний тортон) Велички. В Албании и Румынии обнаружен в среднемиоценовых отложениях, по данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958). Встречается в косовской свите Предкарпатъя и хустецкой свите (тортон) Закарпатъя.

Uvigerina urnula O r b i g n y

Табл. VII, рис. 9а, б

1846. *Uvigerina urnula* O r b i g n y. Foram. foss. Vienne, стр. 189, табл. 11, рис. 21—22.

Оригинал № 2697 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина удлинено-овальная, с обоих концов одинаково приостренная, гладкая, за исключением начальных камер, покрытых ребрами, состоит из 4—5 оборотов спирали. Камеры слегка выпуклые, неравночетырехугольные, увеличивающиеся в размерах от начального конца к устьевому. Швы изогнутые, слегка углубленные. Устье представляет собой открытое отверстие, расположенное на открытом конце горлышка.

Р а з м е р ы раковины: длина 0,73 мм, толщина 0,34 мм. Изменчивость данного вида проявляется в форме камер, разме-

Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатя 95

рах и форме раковины (от более тонких и удлиненных, до толстых и укороченных), в количестве ребер на начальной части раковины. Впервые этот вид описан Орбиньи (1946) из миоценовых отложений Венского бассейна, с которым описываемые нами формы имеют очень большое сходство.

Отличается от *Uvigerina semiornata*, описанной Орбиньи (1846) из миоцена Венского бассейна тем, что ребрышки расположены только на начальных камерах. От сходного вида *Uvigerina glebi*, описанного Л. С. Пишвановой (1950) из миоцена Закарпатя, отличается более приостренной формой раковины в начальной части, большим количеством ребер и почти полным отсутствием шипов на ребрах.

Распространение. Обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатя и в хустецкой свите (тортон) Закарпатя. В Албании также был обнаружен в среднемиоценовых отложениях, по данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Uvigerina perornata * P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VII, рис. 10а, б, в; 11а, б, в

Голотип № 3040 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, р. Терсва, тячевская свита (тортон).

Оригинал № 5212 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина овальная, раздутая, со слегка приплюснутыми начальным и устьевым концами, состоит из 3,5—4 оборотов спирали. Камеры начальных оборотов низкие и узкие, у последних оборотов более расширенные, почти округлые, вздутые. Рост камер идет постепенно. Швы углубленные, хорошо различимые. Устье расположено на свободном конце широкого горлышка с отогнутыми краями. Стенка покрыта многочисленными (20—25) тонкими продольными ребрами, у начального конца раковины ребра оканчиваются шипиками. Все ребра переходят с одной камеры на другую до последней камеры, где постепенно сглаживаются и исчезают. На начальных камерах ребра более высокие и с более ярко выраженными шипами у начального конца раковины.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра на рис. 10 а, б, в: длина 0,65 мм, толщина 0,35 мм, рис. 11 а, б, в: длина 0,70 мм, толщина 0,45 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,60—0,70 мм, толщина 0,35—0,45 мм.

* *Perornata* — в переводе «разукрашенная».

Большинство раковин *Uvigerina perornata* довольно постоянно в своих основных признаках. Однако некоторые особи отличаются от типичных экземпляров. Изменчивость иногда наблюдается в форме и размерах раковин. Встречаются то заостренные в начальной части и притупленные у устьевого конца раковины, то суженные, слегка приостренные у обоих концов. Чаше меняется характер ребристости и количество ребер.

По форме раковины и присутствию ребер данный вид имеет сходство с *Uvigerina semiornata*, описанной Орбини (1846) из миоценовых отложений Венского бассейна. Однако наша форма отличается более расширенной раковиной, более вздутыми камерами и присутствием отчетливо выраженных ребер, оканчивающихся шипами.

Макфейдиеном (1930) сходная форма описана из миоценовых отложений Египта под названием *Uvigerina barbatula*. Наш вид отличается от нее удлиненно-овальной формой, более четко выраженными начальными камерами, присутствием ребер на последних камерах, менее углубленными шипами у устьевого конца.

От сходной формы под названием *Uvigerina jacksonensis* С и s h m a n, описанной Н. Н. Субботиной (1953) из верхнеэоценовых отложений Крыма, наши особи отличаются меньшими размерами раковины (длина 0,65 против 0,85 мм), более притупленной раковиной в начальной и устьевой части, более вздутыми камерами, характером и количеством ребер (20—25 против 18—20). Ребра у наших особей более низкие, узкие в начальной части, с едва заметными шипами у начального конца раковины и доходят до последней камеры, в то время как у *U. jacksonensis* ребра более широкие и высокие, с удлиненными шипами и не доходят до последних камер.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Многочисленные экземпляры обнаружены в косовской свите (тортон) Предкарпатского краевого прогиба и в тересвинской свите (тортон) Закарпатья.

Uvigerina visenda * P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VIII, рис. 1а, б; 2а, б, в

Голотип № 3039 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, с. Нягово, тячевская свита (тортон).

Оригинал № 5211 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина яйцевидно-овальная, сильно раздутая, заостренная в основании и притупленная у устьевого конца. Длина превышает ширину приблизительно в два раза.

* *Visenda* — в переводе «заметная».

Состоит из 4—5 оборотов спирали. Камеры неправильно-четыреугольной формы, вздутые. В ранней части низкие и широкие, в поздней — почти ромбовидные. Швы глубокие, слегка изгибающиеся. Устье расположено на свободном конце широкого горлышка с отогнутыми краями. Стенка пористая, в начальной части раковины, охватывающей 1—1,5 оборота, покрыта едва заметными широкими, прозрачными ребрами, в количестве 5—8. Последние же камеры гладкие, без какой-либо скульптуры.

Размеры экземпляра, изображенного на рис. 1 а, б: длина 0,68 мм, толщина 0,40 мм; на рис. 2 а, б: длина 0,80 мм, толщина 0,44 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,30—0,80 мм, толщина 0,25—0,44 мм.

Изменчивыми признаками данного вида являются размеры раковины, так длина ее колеблется от 0,30 мм до 0,80 мм. Видимому, такое значительное колебание в размерах свидетельствует о том, что мы имеем дело с двумя различными генерациями. Значительно меняется и форма раковины. Чаще всего попадаются особи с сильно раздутой устьевой частью раковины, но имеются экземпляры, у которых начальная и устьевая части почти одинаковы. Варьирует и количество ребер на начальных камерах.

Близких видов в миоценовых отложениях СССР, а также и за рубежом, при изучении литературы по данному вопросу нами обнаружено не было.

Особи этого вида обладают очень характерными отличительными видовыми признаками — яйцевидно-овальной формой раковины, раздутыми камерами, сильно углубленными швами и присутствием натежных ребер в начальной части раковины, что позволило нам не сомневаться в правильности выделения нового вида.

Распространение. Впервые обнаружен в тересвинской свите (тортон) Закарпатья, встречен затем в косовской свите (тортон) Предкарпатья, а также в среднемиоценовых отложениях Албании.

Род *ANGULGERINA* Cushman, 1927

Тип рода — *Uvigerina angulosa* Williams, 1858; современный, Северное море.

Известен с эоцена до настоящего времени. В СССР встречается в верхнем эоцене южных областей.

Angulogerina vicksburgensis Cushman

Табл. VIII, рис. 3а, 6

1935. *Angulogerina vicksburgensis* Cushman. Contr. Cushman Lab. Foramin. Res., т. 11, ч. 2, стр. 33, табл. 5, рис. 3, 4.

Оригинал № 5213 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Радычев, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

7 Заказ 1889.

О п и с а н и е. Раковина удлиненная, веретеновидная, трехгранная, с заостренными начальным и устьевым концами, треугольная в поперечном сечении. Длина ее в два раза больше ширины. Состоит из 4—5 оборотов спирали. Камеры слегка выпуклые, неправильно-четырёхугольной формы, с закругленными углами, быстро возрастают в размерах от начального к устьевому концу, последняя камера сильно вытянута. Швы отчетливые, слегка углубленные. Устье расположено на короткой шейке с едва заметной губой. Стенка гладкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра: длина 1,24 мм, ширина 0,53 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,77—1,06 мм, ширина 0,41—0,59 мм.

К изменчивым признакам данного рода относится форма раковины, ее размеры и форма камер. Встречаются экземпляры, у которых начальная часть узкая, а устьевая — расширенная.

Данный вид из Предкарпатья весьма напоминает типичных *A. vicksburgensis*, описанных Кешмэном (1935) из нижнего олигоцена Северной Америки. Наши особи отличаются от описанных Кешмэном большими размерами и более вздутой формой раковины. Но эти признаки, по нашим наблюдениям, являются признаками индивидуальной изменчивости, поэтому мы не сомневаемся, что имеем дело с тем же видом, что описан Кешмэном.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Кешмэном (1935) из нижнего олигоцена Северной Америки.

Немногочисленные экземпляры обнаружены в нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья.

Angulogerina angulosa (Williamson)

Табл. VIII, рис. 4а, б; 5

1858. *Uvigerina angulosa* Williamson. Recent. British. Foram., стр. 67, табл. V, рис. 140.

1927. *Angulogerina angulosa* Cushman. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., т. 3, ч. 1, стр. 69.

1930. *Uvigerina angulosa* Macfadyen. Geol. Surv. of Egypt, стр. 93, табл. III, рис. 30.

Оригинал № 5214 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2698 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатья, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина небольших размеров, удлиненная, трехгранная, суживающаяся к обоим концам, расширенная в средней части. Контур слабо волнистый. Образована 3—4 оборотами спирали. Камеры выпуклые, узкие, низкие в начальной части и более расширенные в устьевой, постепенно возрастают в размерах от начального конца к устьевому. Сначала они расположены трехрядно, а затем вытягиваются и располагаются двурядно.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 99

На поверхности камер имеются очень тонкие ребрышки, идущие параллельно длинной оси раковины. Швы узкие, углубленные. Последняя камера вытягивается в узкую шейку с едва заметным отворотом, открытый конец шейки является устьем. Стенка тонкопористая.

Размеры экземпляра, изображенного на рис. 4, а, б: длина 0,40 мм, толщина 0,20 мм; на рис. 5: длина 0,50 мм, толщина 0,25 мм.

Размеры других экземпляров: длина — от 0,40 до 0,50 мм, толщина — от 0,20 до 0,25 мм.

Изменчивость проявляется главным образом в размерах раковин. Часто сильно меняется их длина при почти постоянной ширине, что влечет за собой изменение формы раковины от вытянутой до укороченно-вздутой. Значительно варьируют размеры горлышка и степень вытянутости последней камеры. Некоторые изменения наблюдаются в форме начального конца раковины, который бывает то приостренным, то слегка притупленным.

Ближних видов в миоценовых отложениях нами обнаружено не было.

Н. Н. Субботина (1953) описала из верхнего эоцена (зона *Bolivina*) Северного Кавказа *Angulogerina angulosa*. Наши особи отличаются от последних более раздутой в средней части раковины, с неясным двурядным расположением камер в устьевой части. В описании же Н. Н. Субботиной говорится о постепенном переходе к двурядному расположению в средней части и однородному у устьевого конца. Встреченный же нами вид не обнаруживает никаких отличий от типичных *A. angulosa*, описанных Виллиамсоном (1858) из северной части Атлантического океана.

Распространение. Впервые описан Виллиамсоном (1858) из современных осадков Атлантического океана. Макфейдиеном (1930) обнаружен в миоценовых отложениях Египта. Встречается также в среднемиоценовых отложениях Албании (данные лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, 1951—1958). В нашем материале обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатя, а также в тортоне Закарпатя. А. К. Богдановичем (1950, 1; 2) обнаружен в тарханских, чокракских и конкских отложениях Северного Кавказа.

Семейство CASSIDULINIDAE Or b i g n y, 1839

Род CASSIDULINA Or b i g n y, 1826

Тип рода — *Cassidulina laevigata* Or b i g n y, 1826; современный, географическое местонахождение неизвестно.

Известен с верхнего мела до настоящего времени. Наиболее характерен для верхнетретичных отложений и современных вод. В СССР известен с эоцена до ныне.

На Карпатах встречается главным образом в центральной и северо-западных частях Предкарпатского краевого прогиба, начиная с полинитских отложений (олигоцен). Единичные экземпляры найдены в менилитовой серии (олигоцен).

Основными систематическими признаками при выделении видов служат степень уплощения раковины и строение периферического края, форма камер, степень инволютности раковины, характер швов, строение устья.

Cassidulina globosa H a n t k e n

Табл. X, рис. 6а, б, в

1875. *Cassidulina globosa* H a n t k e n. Mitt. Ung. geol. Anstalt., т. 4, стр. 64, табл. XVI, рис. 2.
 1884. *Cassidulina oblonga* A n d r e a e. Abh. Geol. Spec. Karte Els. —Lothr., ч. II, тетр. III, стр. 219, табл. X, рис. 32а, б, с. (не 31).
 1935. *Cassidulina globosa* C u s h m a n. U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 181, стр. 49, табл. 20, рис. 12.

Голотип из нижнеолигоценных отложений Венгрии.

Оригинал № 5490 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Ворытыще, нижневорытыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина очень маленькая, с округлым до овального контуром, с сильно выпуклыми боковыми сторонами. Отдельные экземпляры шаровидные. Периферический край ровный, широко закругленный.

На каждой стороне раковины видны 3—4 пары плоских, пятиугольно-округлой формы камер с прямоугольно срезанными пупочными окончаниями.

Швы неясные, слабо углубленные, почти плоские.

Устье маленькое, имеет вид простой щели, расположенной посередине устьевой поверхности последней камеры перпендикулярно к периферическому краю.

Стенка гладкая, блестящая.

Р а з м е р ы изображенной раковины: наибольший диаметр 0,11 мм, толщина 0,09 мм.

Вид очень мало варьирует в размерах раковин и в степени округленности периферического края. Первое, очевидно, зависит от возраста особей. Помимо раковин с неясными швами, встречаются (реже) раковины с отчетливыми слабо углубленными швами.

При общем сходстве с *Cassidulina globosa*, описанной Ханткеном (1875) из слоев с *Clavulina zsaioi* (Венгрия, олигоцен) и Кешмэном (1939) из верхнего эоцена Америки, наши формы отличаются вдвое-втрое меньшими размерами. С формой, изображенной в работе Андре (1884), сходство полное.

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 101

Распространение. Ханткен (1875) установил *C. globosa* из слоев с *Clavulina szaboï* (Венгрия), относимых по возрасту к нижнему олигоцену. Андре (1884) отмечает этот вид для среднего олигоцена Эльзаса. Кешмэн (1935) указывает на широкое распространение его в верхнем эоцене Америки.

В нашем материале встречен в единичных экземплярах в полянической свите р. Великий Лукавец и в низах нижневоротыщенской свиты (олигоцен) по р. Воротыще.

В районе с. Нагуевичи встречены единичные экземпляры как в полянической свите, так и в нижневоротыщенской.

Cassidulina punctata Reuss

Табл. X, рис. 4а, б, в; 5а, б, в

1850. *Cassidulina punctata* Reuss. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, т. I, стр. 376, табл. XLVIII, рис. 4.

Голотип из миоценовых отложений Велички (Польша).

Оригинал № 5489 в коллекции ВНИГРИ. Предкарпатье, с. Нагуевичи, поляническая свита (олигоцен).

Оригинал № 5541, Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина маленькая, не вполне инволютная; форма раковины от чечевицеобразной до уплощенной, с довольно острым до округлого периферическим краем. На каждой стороне раковины имеется пять камер основных и пять камер дополнительных, очень медленно увеличивающихся в размерах по мере роста. Основные камеры прямые, широкие и узкие, с плавно закругленными пупочными окончаниями. Дополнительные камеры треугольные.

Камеры плоские, или почти плоские; последняя камера слабо выпуклая.

Септальные швы изогнутые, вблизи периферического края плоские, тонкие, при приближении к пупочной области становятся слабо углубленными и двуконтурными.

Пупочная область, занимающая центральное положение, плоская, заполнена слоем прозрачного скелетного вещества, образующего небольшую, неправильно-округлой формы площадку, под которым просвечивают камеры внутреннего оборота спирали.

Устье маленькое, щелевидное, изогнутое посередине, расположено в основании внутренней поверхности последней камеры. Стенка мелкопористая.

Размеры раковин (средние): наибольший диаметр 0,13—0,24 мм, наименьший 0,11—0,22 мм, толщина 0,05—0,13 мм.

К числу изменчивых признаков относится форма периферического края, изменяющегося от довольно острого до округлого,

степень выпуклости боковых сторон от чечевицеобразной до уплощенной, размеры раковин и величина центральной площадки. Экземпляры с острым периферическим краем имеют более выпуклые боковые стороны. У экземпляров с округлым периферическим краем боковые стороны уплощенные.

Наши экземпляры с острым периферическим краем мы считаем совершенно тождественными *Cassidulina punctata*, описанной и изображенной Рейссом (см. синонимику). Остальные экземпляры отличаются от *C. punctata* более округлым периферическим краем и большей уплощенностью боковых сторон.

Распространение. Рейсс (1850) указывает на распространение этого вида в соленосных глинах (миоцен) Велички (Польша), откуда он и был впервые им описан, и на более редкие находки в венском тегеле.

Встречены единичные экземпляры по всему разрезу соленосных пород по р. Воротыще и в полянических отложениях района с. Нагуевичи.

Кроме того, найден в с. Нагуевичи в песчанистом, сильно известковистом сланце грязно-черного цвета, который мы считаем переотложенным, а также в слоях, которые мы относим по возрасту к лопянецкой свите (?)

Cassidulina subcarpatica L. Иванова sp. n.

Табл. X, рис. 8а, б, в

Голотип в коллекции ИГПИ АН УССР из нижневоротыщенских отложений р. Воротыще Предкарпатья.

Описание. Раковина очень маленькая, с округлым до овального контуром, двояковыпуклая, инволютная. Периферический край широко-закругленный. Камеры в количестве четырех пар округло-треугольные, слегка вздутые, быстро увеличивающиеся в размерах по мере роста. Пупочные окончания камер суженные.

Септальные швы отчетливые, узкие, в большей или меньшей степени углубленные. Пупочная область, где сходятся концы швов, слабо углублена и несколько сдвинута от центра ближе к периферии.

Устье находится на внутренней стороне немного вогнутой устьевой поверхности последней камеры и представляет собой удлиненную узкую щель, переломленную посередине почти под прямым углом.

Стенка гладкая, блестящая, тонкопористая.

Размеры изображенного экземпляра: наибольший диаметр 0,2 мм, толщина 0,10 мм.

Средние размеры раковин: наибольший диаметр 0,15—0,22 мм, наименьший — 0,11—0,18 мм, толщина 0,11—0,15 мм.

Все встреченные экземпляры вида *Cassidulina subcarpatica* постоянны в своих основных признаках. Изменяются лишь степень выпуклости боковых сторон (раковина может быть почти шаровидной) камер и характер септальных швов. Последние могут быть плоскими и более или менее углубленными. Вид очень характерный и легко распознается среди других видов *Cassidulina*.

Наиболее близкой к этому виду является *C. crassa*, описанная из миоцена Америки Кешмэном и Кахиллом (1933). Незначительные отличия имеются лишь в размерах раковины; остается только не совсем ясным вопрос о полноте сходства в строении устья, так как в описании этого вида указано, что устье раковины имеет форму удлиненной щели со сглаженным выступом, частично ее заполняющим, а на приведенном изображении устье показано простым щелевидным, без выступа.

От вида *C. oblonga*, установленного Рёйссом (1850) из соленосных глин (миоцен) Велички (Польша), описанная форма отличается несколько меньшими размерами, строением устья и большей округленностью контура раковины. *C. subcarpatica* всегда более или менее округлая, имеет устье в виде щели, переломленной посередине под прямым или тупым углом, в то время как у вида *C. oblonga* раковина удлиненно-овальная, а устье имеет форму простой продолговатой щели.

Распространение. *C. subcarpatica* встречена в единичных экземплярах в отложениях менилитовой, поляницкой и нижневоротыщенской свит по разрезу р. Воротыще. Один экземпляр обнаружен в поляницких отложениях р. Радычев (с. Нагуевичи).

Cassidulina usitata * L. I v a n o v a sp. n.

Табл. X, рис. 7а, б, в

Оригинал 5491 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина очень маленькая, с округлым контуром, двояковыпуклая, не вполне инволютная.

Периферический край слабо волнистый, значительно суженный на начальных камерах, в направлении роста раковины он постепенно округляется, становясь широко-закругленным на последних камерах.

На каждой стороне видны пять слегка изогнутых камер с суженными пупочными окончаниями, медленно и постепенно увеличивающихся в размерах, и пять маленьких треугольных, заходящих с противоположной стороны.

* *Usitata* — в переводе «обыкновенная».

Первые две пары камер плоские, последующие в направлении к последней камере становятся более выпуклыми.

Соответственно изменяется характер септальных швов, от плоских до углубленных между последними камерами. Швы отчетливые, узкие.

Пупочная область на обеих сторонах маленькая, слабо углубленная. На той стороне, где находится устье раковины, в пупочной области видна поверхность камер предыдущего оборота.

Устье удлиненное, в виде довольно широкой прямолинейной щели, параллельной периферическому краю. Стенка гладкая, блестящая, мелкопористая.

Р а з м е р ы изображенного экземпляра: наибольший диаметр 0,18 мм, наибольшая толщина раковины 0,12 мм.

Cassidulina usitata отличается от всех известных ископаемых видов *Cassidulina* характером периферического края (на одной раковине он изменяется от приостренного до широко-закругленного), формой камер (последние камеры выпуклые, разделенные углубленными швами) и наличием пупка. Этот новый вид рода *Cassidulina* в нашей коллекции имеется только в одном экземпляре, но поскольку он весьма характерен, мы сочли возможным рассматривать его как новый вид.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен единственный экземпляр очень хорошей сохранности в образце из низов нижневоротыщенских отложений Предкарпатья по р. Воротыще.

Cassidulina crista P i s c h v a n o v a

Табл. X, рис. 10а, б, в

1958. *Cassidulina crista* П и ш в а н о в а. Палеонт. сб., Труды ВНИГНИ, вып. IX, Гостоптехиздат, стр. 277, табл. IV, рис. 5а, б, в.

Оригинал № 3044 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатье, ручей Соколов, тячевская свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина округлая, маленьких размеров, сжатая, с сильно выступающей пупочной областью. Периферический край острый, с узким, волнистым килем. Диаметр раковины превышает толщину приблизительно в два раза. Последний оборот образован 5—6 парами камер.

Камеры почти прямоугольной формы, довольно ясные, не вздутые.

Швы ясные, не углубленные, прямые на всем протяжении, за исключением изгиба у периферического края.

Устье, в виде удлиненной запятевидной щели, расположено на последней камере.

Стенка известковая, гладкая, тонкопористая, пупочная область заполнена прозрачным скелетным веществом в форме звезды.

Р а з м е р ы: наибольший диаметр 0,25—0,37 мм, толщина 0,13—0,18 мм.

Изменчивость данного вида проявляется в размерах раковины и степени выпуклости пупочной области (от незначительно выпуклой до сильно выпуклой).

Встреченные нами довольно многочисленные экземпляры *Cassidulina crista* обнаруживают сходство с *Cassidulina punctata* Reuss (1850). Наша форма отличается резко выраженным острым периферическим краем, сильно выпуклой пупочной областью и отсутствием ярко выраженной пористости раковины. От сходного вида *Cassidulina laevigata*, описанного Н. А. Волопиновой (1952) из миоценовых отложений Сахалина, наши особи отличаются меньшими размерами (диаметр 0,30—0,50 мм, толщина 0,15—0,25 мм, против диаметра 0,25—0,37 мм, толщины 0,13—0,18 мм), присутствием ясно выраженного волнистого кия (в описании Н. А. Волопиновой указывается на присутствие только волнистого заостренного периферического края с неясным килем), большим количеством пар камер (у наших экземпляров 5—6, а в описании Н. А. Волопиновой 4—5). В противоположность *Cassidulina laevigata*, у наших особей камеры не доходят до центра раковины, и пупочная область заполнена прозрачным скелетным веществом в форме звезды.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В массовом количестве присутствует в косовской свите (тортон) Предкарпатя и в тячевской свите (тортон) Закарпатя. Также был обнаружен в среднемиоценовых отложениях Албании, согласно данным лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958).

Cassidulina margareta K a r r e r

Табл. X, рис. 2а, б, в; 3а, б, в

1877. *Cassidulina margareta* K a r r e r. Geol. Reichsanst., Abh., Wien, т. 9, стр. 386, табл. XVIb, рис. 52.
 1931. *Cassidulina margareta* C u s h m a n and L a i m i n g. J. Paleont., т. V, стр. 116, табл. 13, рис. 7а—с.
 1931. *Cassidulina margareta* C u s h m a n and P a r k e r. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., т. 7, № 1, стр. 15, табл. 2, рис. 13а, б.

Голотип из миоцена Венского бассейна.

Оригинал № 5540 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5488, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина очень маленькая, чечевицеобразной формы, инволютная, с приостренным, реже острым или закругленным периферическим краем, с 4—5 парами камер в последнем обороте.

Камеры отчетливые, плоские, по мере роста медленно увеличивающиеся в размерах. Основные камеры почти прямые, примерно одинаковые по ширине и длине у типичных экземпляров, с прямо-угольно срезанными пупочными концами; дополнительные камеры округло-треугольные.

Септальные швы отчетливые, плоские на ранних камерах и слегка углубленные на поздних, сходятся в центре раковины в одной точке.

Устье щелевидное, удлиненное, параллельное периферическому краю. Стенка гладкая, блестящая.

Размеры раковины (средние): наибольший диаметр 0,12—0,20 мм, наименьший — 0,11—0,17 мм, толщина 0,07—0,11 мм.

Экземпляры вида *Cassidulina margareta*, встреченные в нашей коллекции в количестве 48 экземпляров, отличаются друг от друга формой периферического края и размерами раковины. Встречены раковины с острым периферическим краем (единичные экземпляры), с приостренным (их большинство) и с округлым периферическим краем. Между удаленными по этому признаку раковинами существуют переходные формы.

По общему строению раковин, форме камер и размерам наши экземпляры с острым и приостренным периферическими краями полностью идентичны типичным особям этого вида, описанным Каррером из миоцена Австрии.

Экземпляры с округленным периферическим краем соответствуют описанным Кешмэном и Леймингом (1931) и Кешмэном и Паркер (1931) формам из миоцена Калифорнии под тем же названием.

Распространение. *C. margareta* впервые описана Каррером (1877) из миоцена Австрии. Кешмэн и Лейминг (1931) и Кешмэн и Паркер (1931) описали этот вид из миоцена Калифорнии.

В нашем материале встречается довольно часто, но обычно в единичных экземплярах, в нижневоротыщенской (олигоцен) и верхневоротыщенской свитах (н. миоцен) по р. Воротыще и в поляницкой свите (олигоцен) р-на с. Нагуевичи Предкарпатья.

ОТРЯД HETERONELICIDA

Семейство BOLIVINITIDAE Cushman, 1927,
trans. N. Bukova, 1958

Подсемейство BOLIVININAE Glaessner, 1937

Род BOLIVINA Orbiguy, 1839

Тип рода — *Bolivina plicata* Orbiguy, 1839; современный, Чили.

Боливины известны с юры до настоящего времени. В современных морях, по данным Брэди (1884), встречаются на глубине

до 4000 м, но приурочены главным образом к глубинам, не превышающим 600—800 м. Этот род широко распространен в миоценовых отложениях Предкарпатя. Его представители встречаются почти по всему разрезу изучаемых отложений. Разнообразный в видовом отношении комплекс боливин мы встречаем как в засолоненных бассейнах нижневоротыщенского и стебникского времени, так и осадках нормально морского бассейна угерского и галицкого времени. Не находили мы боливин лишь в осадках с массовым скоплением пелагических фораминифер, приуроченных к нижней части угерской свиты. Видовой состав боливин в отложениях воротыщенской и стебникской свит более разнообразен, чем в отложениях угерской и косовской свит: здесь мы встречаем разнообразные боливины как с гладкой стенкой раковины (*Bolivina subdilatata*, *B. decens*, *B. angulata*), так и скульптурированные (*Bolivina scalprata*), в выпележающих же отложениях — угерской и косовской свитах — мы не находили боливин со скульптурированной стенкой. Там присутствуют довольно крупные *Bolivina dilatata*, у которых раковина совершенно гладкая и прозрачная. Многие боливины из миоценовых отложений Предкарпатя характеризуются особыми признаками: усложненные неровные швы, языкообразные выступы на швах. Судя по нашим наблюдениям, а также по литературным данным, эти признаки являются характерными видовыми. Форма раковины, характер периферического края, количество и форма камер, характер стенки раковины (скульптурированные или гладкие) и форма и положение устья, являющиеся также видовыми признаками, у многих исследованных боливин также очень своеобразны. Основываясь на этом, мы выделили ряд новых видов.

Bolivina angusta * P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VI, рис. 6а, б

Голотип № 5200 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Тужанка, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина ланцетовидная, почти одинаковой ширины от начального до устьевого конца, уплощенная. Начальная часть приостренная, устьевая — очень незначительно пригнутая. Периферический край приостренный, слегка волнистый. Камеры незначительно возрастают в величине от начального к устьевому концу, вследствие чего боковые края раковин почти параллельны, что отличает данный вид от других боливин, встречающихся в исследуемых отложениях. В каждом ряду насчитывается 10—12 камер. Камеры почти прямоугольные, короткие

* *Angusta* — в переводе «узкая».

в начальной части раковины и немного более высокие у устьевого конца. Швы неглубокие, узкие, почти прямые, незначительно изгибающиеся у периферического края, с которым составляют угол в $40-60^\circ$. Устье в виде овального отверстия расположено у внутреннего края камеры. Стенка раковины гладкая, мелкопористая.

Размеры голотипа: длина 0,70 мм, ширина 0,29 мм, толщина 0,12 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,53—0,70 мм, ширина от 0,24—0,29 мм, толщина 0,12 мм.

Раковины данного вида почти всегда сохраняют свои основные признаки. Изменчивость до некоторой степени выражается в размерах раковины. Этот вид очень легко можно отличить от других боливин, благодаря ланцетовидной форме раковины с почти параллельными краями. Близким видом можно считать *B. tarchanensis* Subbotina et Shutzieva (Богданович, 1950, 2) из чокракских и тарханских отложений Северного Кавказа, раковина которой также маленькая и у которой камеры также незаметно увеличиваются по мере нарастания. Особенно близки формы, обладающие узкой раковиной, только у *B. tarchanensis* устьевой конец часто более толстый.

Распространение. Встречается в незначительном числе экземпляров в поляницкой свите (олигоцен) и нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья.

Bolivina decens * Pischvanova sp. n.

Табл. VI, рис. 7а, б

Голотип № 5204 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Радывчев, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина удлинённая, с узко округлым начальным и широко округлым устьевым концом. Длина раковины в два раза больше самой широкой ее части. Периферический край округлый, слегка лопастной. Камеры отчетливые, вздутые, по 8—9 с каждой стороны. У последних камер нижний край около септальных швов образует выступы в виде сосочков. Начальные камеры низкие и узкие, сосочки на них заметны слабо. Ширина и высота камер в последнем ряду становится одинаковой. Швы глубокие, изогнутые в средней части, резко оконтуривают сосочкообразные выступы камер. Устье в виде удлинённого узкоовального отверстия расположено у внутреннего края камер. Стенка гладкая, мелкопористая.

Размеры голотипа: длина 1,0 мм, ширина 0,53 мм, толщина 0,35 мм.

* *Decens* — в переводе «красивая».

Размеры других экземпляров: длина 0,94—1,003 мм, ширина 0,47—0,53 мм, толщина 0,35 мм.

К изменчивым признакам относятся размеры, характер периферического края — от широкоокруглого до слегка приостренного — и форма последних камер — от почти прямоугольной до округлой.

Близким видом является *Bolivina danvillensis*, описанная Хоу и Уоллесом (1932) из верхнего эоцена Луизианы.

Описанный нами вид отличается меньшей вдавленностью швов, наличием выступов на камерах в виде сосочков и большей суженностью начальной части раковин.

Еще большее сходство наши особи обнаруживают с *Bolivina danvillensis*, описанной Е. В. Мятлюк (1950) из эоцен-олигоценовых отложений Карпат, отличаясь выступами камер. Кроме этого, наши формы отличаются от *Bolivina danvillensis* гораздо большими размерами (длина 1,03 мм против 0,24 мм, ширина 0,53 мм против 0,12 мм), меньшим количеством камер в каждом ряду и не широко закругленной, а узкой, даже иногда приостренной, начальной частью раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Незначительное количество экземпляров данного вида нами было обнаружено в поляницких и нижеворотыщенских отложениях (олигоцен), р. Радычев Предкарпатья.

Bolivina subdilata P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VI, рис. 10а, б — 13а, б

Голотип № 5202 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Великий Лукавец, нижеворотыщенская свита (олигоцен).

Оригиналы № 5203, 5231, 5232 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина клиновидная, сжатая, быстро расширяющаяся от приостренного начального конца к устьевому притупленному концу. Периферический край слегка закругленный, слабо волнистый или ровный. Камеры низкие и широкие, несколько изогнутые, слегка выпуклые, по 9—10 с каждой стороны. Размеры камер постепенно возрастают от начального конца раковины к устьевому. Размеры последних камер в 4—5 раз больше начальных. Швы углубленные, слегка изогнутые, имеют очень незначительные изгибы, которые придают камерам неправильную форму. Устье петлевидное. Стенка гладкая, слегка пористая.

Р а з м е р ы изображенных экземпляров: голотип (рис. 10а, б): длина 0,18 мм, ширина 0,09 мм, толщина 0,04 мм. Оригинал (рис. 11 а, б): длина 0,18 мм, ширина 0,09 мм, толщина 0,035 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,15—0,18 мм, ширина 0,08—0,09 мм, толщина 0,03—0,04 мм.

Среди обнаруженных многочисленных экземпляров данного вида нами встречены раковины различных размеров, несколько более крупные (длина — 0,18 мм) и более мелкие (длина — 0,15 мм). Но, несмотря на различную величину раковины, форма их остается почти всегда постоянной — клиновидной. Лишь в некоторых случаях начальная часть раковины несколько приплюснутая.

Некоторые исследователи относили описываемые особи к *Bolivina dilatata* Reuss. Из анализа многочисленных экземпляров нам удалось установить, что они довольно заметно отличаются от *Bolivina dilatata*. Различие заключается в том, что наши экземпляры имеют значительно меньшие размеры, например, длина их 0,18 мм против 0,60 мм. Клиновидная форма раковины у нашего вида более отчетливо выражена, чем у *Bolivina dilatata*, так как наши раковины короче и более расширены у устьевого конца. В значительной степени отличается форма камер: у наших экземпляров они гораздо ниже и шире. Кроме того, наши экземпляры в основном встречаются в засоленном бассейне, а типичная *Bolivina dilatata* — представитель типичного морского бассейна. Все сказанное позволяет выделить описанных выше боливин в самостоятельный вид.

Распространение. Очень часто встречается в поляничкой свите (олигоцен), нижневоротыщенской свите (олигоцен) и стебничкой свите (средний миоцен) Предкарпатья.

Bolivina scalprata Schwaiger *

Табл. VII, рис. 1а, б; 2а, б

1883. *Bolivina scalprata* Schwaiger. Palaeontographica, т. XXX, стр. 114, табл. XXIX, рис. 11а—с.

Голотип из эоценовых отложений Египта.

Оригинал № 5205 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Нагуевичи, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригинал № 5206 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, район г. Болехова, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина удлиненная, ланцетовидной формы, приостренная в начальной части и довольно быстро расширяющаяся кверху. Устьевой конец закругленный. Раковина выпуклая посередине, вдоль оси и уплощенная у периферии. Периферический край имеет узкий просвечивающий киль. В каждом ряду 9—12 камер, имеющих вид слабо выпуклых полосок, сужив-

* Описание дано Ивановой Л. В.

вающихся к периферии, сильно искривленных в сторону устьевого конца, очень быстро увеличивающихся в размерах, так что последние три пары камер занимают по длине более половины всей раковины. Начальная камера округлая. Септальные швы сравнительно узкие, углубленные, примерно с шестой камеры при приближении к срединному шву образуют острый изгиб вверх, заполненный прозрачным раковинным веществом, как и сами швы. Пространство между этим изгибом и срединным швом выпуклое. Срединный шов прямой. Вдоль срединного шва, закрывая его, проходит тонкое отчетливое ребро, которое прослеживается у начальной камеры вдоль всей раковины. У многих экземпляров, кроме этого срединного продольного ребра, с обеих сторон от него имеются другие очень тонкие ребрышки, в количестве 3—4 с каждой стороны, пучком расходящиеся от начальной камеры и обычно доходящие, примерно, до половины или трех четвертей длины раковины. Устье большое, в виде вертикальной широкой щели, суживающееся к основанию устьевой поверхности, вверху доходящее до периферии последней камеры. Стенка, помимо указанной орнаментации, гладкая, пористая. Пory очень отчетливые.

Размеры изображенных экземпляров на рис. 2 а, б: длина 0,34 мм, ширина 0,15 мм, толщина 0,08 мм, на рис. 1 а, б: длина 0,24 мм, ширина 0,13 мм, толщина 0,07 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,15—0,37 мм, ширина 0,7—0,15 мм, толщина 0,04—0,08 мм.

Признаки вида постоянные. Изменяются лишь размеры раковин, количество камер (9—12 в каждом ряду) и количество ребер. Встречаются раковины с одним срединным продольным ребром и раковины с сопровождающими продольное ребро тонкими ребрышками.

От экземпляров *B. scalprata*, описанных Швагером (1883) из египетского эоцена, наши формы отличаются лишь несколько большими размерами. Однако Макфейдиен (1930), исследовавший *B. scalprata* из тех же слоев, что и Швагер, отмечает, что длина раковин этого вида значительно больше указанной Швагером (0,24—0,48 мм против 0,2 мм).

Макфейдиен в той же работе описал выделенную им разновидность *B. scalprata* var. *miocaenica* Mascaduep, которая отличается от типичных форм лишь относительно большей шириной раковины, несколько более широкими септальными швами, обычно заполненными прозрачным раковинным веществом, и острым, но не килеватым периферическим краем.

К видам, весьма близким к описываемому, должна быть отнесена *B. fastigia* Cushman, описанная Кешмэном (1936) из верхнеолигоценовых отложений Вестфалии. Различия между этими видами очень небольшие и заключаются главным образом

в форме раковины и характере септальных швов: если раковина *B. scalprata* имеет ланцетовидную форму, то раковина *B. fastigia* во взрослом состоянии имеет параллельные края с закругленным начальным концом; септальные швы у *B. scalprata* довольно узкие, у *B. fastigia* они всегда двуконтурные, очень отчетливые. Кроме того, периферический край раковины *B. fastigia* заостренный, но без кила, всегда, кроме срединного ребра, присутствуют добавочные тонкие ребрышки, параллельные периферическому краю, в то время как у *B. scalprata* в большинстве случаев обнаруживается только одно ребро.

Е. В. Мятлюк (1950) под названием *B. fastigia* описала из поляницкой свиты Предкарпатья очень близкую форму. Однако она указывает, что «ребрышки прослеживаются с пятой камеры и обрываются, не доходя до последней камеры» (что показано и на рисунке), у наших же экземпляров ребра начинаются с первой камеры.

От *B. antegressa*, установленной Н. Н. Субботиной (1953) из верхнеэоценовых отложений юга СССР, *B. scalprata* отличается всегда значительно меньшими размерами, характером пористости, меньшим развитием ребристости и большей приостренностью начального конца раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описана Швагером (1883) из эоценовых отложений Египта.

В нашем материале встречается в единичных экземплярах в поляницкой и нижневоротыщенской свитах (олигоцен) по разрезам рр. Радычев, Воротыще, В. Лукавец и в районе г. Болехова.

Bolivina dilatata Reuss

Табл. VI, рис. 8a, б, в; 9a, б

1850. *Bolivina dilatata* Reuss. Denkschr. Akad. Wiss., Wien, т. I, стр. 381, табл. 48, рис. 15.

1937. *Bolivina dilatata* Cushman. Lab. Foram. Res., spec. Publ. № 9, стр. 78, табл. 9, рис. 17—20.

Голотип из тортона Венского бассейна.

Оригинал № 5207 в коллекции ВНИГРИ. Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон).

Оригинал № 2693 в коллекции ВНИГРИ. Закарпатье, Нижнее Селишье, хустецкая свита (тортон).

О п и с а н и е. Раковина узкоклиновидная, у устьевого конца расширенная, в основании заостренная, в общем сжатая, однако в средней части более или менее утолщенная, по направлению к остроуголоватой периферии утончающаяся. Камеры многочисленные, по 10—11 с каждой стороны, низкие, узкие, несколько изогнутые, слегка выпуклые. Швы слегка изогнутые, местами

волнистые, образующие один-два «языкообразных выступа». Устье петлевидное. Стенка гладкая, мелкопористая.

Размеры экземпляра, изображенного на рис. 9 а, б: длина 0,50 мм, ширина 0,20 мм, толщина 0,10 мм; на рис. 8 а, б, в: длина 0,60 мм, ширина 0,25, толщина 0,10 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,50—0,60 мм, ширина 0,20—0,25 мм, толщина от 0,08 до 0,10 мм.

По нашим наблюдениям, к изменчивым признакам данного вида следует отнести размеры раковин. В остальном же исследованные особи более или менее постоянны в своих основных признаках. Однако, судя по изображению этого вида, приведенного Кешмэном (1937), можно сделать вывод, что *Bolivina dilatata*, является сильно варьирующим видом. В изображении Кешмэна этот вид варьирует не только в отношении размеров раковин, но и в отношении формы раковины, а также формы и расположения камер. Форма раковины меняется от узко клиновидной до широко клиновидной, форма камер — от узких и широких до высоких и укороченных. В нашем же материале не удалось отметить такой изменчивости, хотя наши экземпляры и обнаруживают большое сходство с изображением этого вида, данным Кешмэном (1937, на табл. 9, рис. 17). При этом наши особи обнаруживают большее сходство с видом в изображении Кешмэна, чем с голотипом, изображенным Рейссом, так как ни в описании Рейсса, ни на изображенном им рисунке ничего не сказано о языкообразных выступах на швах, которые являются очень характерными.

Bolivina dilatata обнаруживает некоторое сходство с *B. antiqua*, описанной Орбиньи (1846) из миоценовых отложений Венского бассейна. От последней наши экземпляры отличаются укороченной, более широкой, с остро-угловатыми краями раковины, более узкими и менее сильно наклоненными камерами и большей уплощенностью раковины.

Распространение. Впервые описан Рейссом (1850) из тортонских отложений Венского бассейна. По данным, полученным в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ (1951—1958), известен в среднемиоценовых отложениях Албании.

Обнаружен в косовской свите (тортон) Предкарпатского краевого прогиба. Кроме того, найден в хустецкой свите (тортон) Закарпатья.

Bolivina cuneiformis * P i s c h v a n o v a sp. n.

Табл. VI, рис. 14а, б

Голотип № 3037 в коллекции ВНИГРИ, Закарпатья, ручей Соколов, тячевская свита (тортон).

* *Cuneiformis* — в переводе «клиновидная».

О п и с а н и е. Раковина клиновидная, заостренная в основании и резко расширяющаяся к устьевому концу, сжатая. В средней части несколько утолщенная, по направлению к волнистой остро-угловатой периферии утончающаяся и переходящая в хорошо заметный киль. У хорошо сохранившихся экземпляров в начальной части раковины киль на свободном крае имеет несколько тонких шипов. Камеры многочисленные, по 9—12 с каждой стороны, низкие, почти прямоугольные, слегка изогнутые, местами волнистые. Швы тонкие, хорошо заметные, слегка углубленные, слабо изогнутые, образующие один-два языкообразных выступа. Устье петлевидное. Стенка гладкая.

Р а з м е р ы голотипа: длина 0,39 мм, ширина 0,21 мм, толщина 0,11 мм.

Размеры других экземпляров: длина 0,25—0,39 мм, ширина 0,16—0,21 мм, толщина 0,09—0,11 мм.

К изменчивым признакам данного вида следует отнести размеры раковины, число камер в ряду (9—12), характер периферического края (иногда попадаются раковины с очень заметным килем, в других случаях киль выражен слабо), характер начальной камеры и характер кия (шипы, имеющиеся на камере, не всегда заметны: встречаются экземпляры, у которых очень слабо выражены или отсутствуют совершенно).

Описываемый вид очень резко отличается от других боливин, известных нам из миоценовых отложений, характерной клиновидной формой раковины, почти прямоугольными, слегка изгибающимися камерами, наличием кия по периферии раковины с частым присутствием шипов у начального конца. Эти признаки позволяют без труда отличать этот вид от встречающейся вместе с ним *B. dilatata* и других боливин миоценовых отложений.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Обнаружена нами в тячевской свите (тортон) Закарпатья и в незначительном числе экземпляров в косовской свите (тортон) Предкарпатья.

Семейство HETERONELICIDAE Cushman, 1927

Род GÜMBELINA Egger, 1899

Тип рода — *Textularia globulosa* Ehrenberg, 1840; в. мел, Англо-Парижский бассейн.

Известен с мела до олигоцена. В СССР часто встречается в массовых скоплениях в верхнем мелу и в некоторых горизонтах верхнего эоцена Северного Кавказа и олигоцена Предкарпатья.

Сравнение основных признаков у описанных гюмбелин дано в табл. 7.

Gümbelina gracillima (A n d r e a e)

Табл. V, рис. 1а, б — 4а, б

1884. *Textilaria gracillima* A n d r e a e. Abh. geol. Special-karte Elsass — Lothar., ч. 2, стр. 143, табл. VIII, рис. 9.
1955. *Gümbelina gracillima* М а с л а к о в а. Мат. по биостратиграфии западных областей УССР, Гостоптехиздат, стр. 61, табл. VII, рис. 7, 8.

Голотип из среднеолигоценовых отложений Эльзаса.

Оригинал № 5516 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

Оригиналы № 3400—3402 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, нижневортыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, удлинненно-клиновидная, очень медленно расширяющаяся в направлении к устьевому концу, наибольшую ширину имеет на уровне последних камер. Отношение длины к ее наибольшей ширине в среднем равно 2 : 1. Угол расхождения камер от начальной камеры к устьевому концу равен приблизительно 30°.

В каждом ряду 5—8 камер, довольно плотно прилегающих одна к другой и очень медленно и равномерно увеличивающихся в размерах по мере роста, так что края раковины остаются почти параллельными. Камеры прямоугольно-округлые, вздутые, последние две шаровидные. Высота камер примерно равна их ширине. Септальные швы углубленные, отчетливые, очень слабо скошенные книзу. Периферический край широко-округлый, слабо волнистый. Устье в виде маленького полулунного отверстия, иногда с неширокой губой, находится в основании внутренней поверхности последней камеры. Стенка раковины гладкая, блестящая, очень тонкопористая.

Р а з м е р ы (средние): длина 0,08—0,20 мм, ширина 0,04—0,11 мм, толщина от 0,09 до менее 0,03 мм.

Изменчивыми признаками для описанного вида является количество камер в рядах и размеры раковин. Количество камер в каждом вертикальном ряду изменяется от 5 до 8. Наиболее часто встречаются экземпляры с 7 камерами. По р. Великий Лукавец (юго-восточная часть Предкарпатя) в более низких горизонтах поляницкой свиты встречены относительно крупные раковины, а в верхах этой свиты — очень мелкие. По р. Вортыще (центральная часть Предкарпатя) таких колебаний в размерах не наблюдалось.

Различен и цвет раковин по разрезам рр. Вортыще и В. Лукавец: белые фарфоровидные раковины встречаются по р. В. Лукавец, а желтовато-серые, прозрачные — по р. Вортыще. На одном из экземпляров при самом большом увеличении удалось разглядеть крохотную плоскую спираль на начальном конце раковины, состоящую из трех камер.

Наиболее полное сходство как по размерам, так и по форме раковин и камер, наши экземпляры обнаруживают с экземплярами, описанными Андрэ (1884) под названием *Textularia gracillima* из среднеолигоценовых отложений Эльзаса, отличаюсь несколько большей уплощенностью раковин.

От описанных Маслаковой (1955) форм этого вида из эоценовых и олигоценовых отложений Карпат, наши экземпляры отличаются большим числом камер и значительно меньшими размерами.

Весьма близким видом является *Textularia elongata*, установленная Ханткеном (1875) в Венгрии из слоев с *Clavulina szaboi* нижнеолигоценового возраста, от которой наши экземпляры отличаются значительно меньшими размерами и меньшей заостренностью начальной части раковины.

Хоу и Уоллес (1932) в своей работе по фораминиферам из формации джексон (верхний эоцен) приводят изображение *Gümbelina* sp. n. без описания, указывая лишь, что эта форма имеет очень хорошую сохранность и встречается в большом количестве особей. С нею наши экземпляры имеют очень большое сходство, отличаюсь, однако, сравнительно более шаровидными камерами и общей формой раковины.

Крупные экземпляры *G. gracillima* похожи на *G. globulosa* (Ehrenberg), описанную многими авторами из верхнемеловых отложений Европы и Америки, но отличаются меньшими размерами и большей уплощенностью и компактностью раковин.

Распространение. Андрэ указывает на редкую встречаемость *G. gracillima* в среднем олигоцене Эльзаса возле Базеля.

Н. И. Маслакова описала этот вид из нижнемелитовой свиты (н. олигоцен) Карпат. Е. В. Мятлюк отметила его из поляницкой свиты Карпат.

В большом количестве экземпляров хорошей сохранности встречен в поляницких отложениях (олигоцен) по р. В. Лукавец и значительно реже в нижневоротыщенских отложениях (олигоцен) по разрезам рр. В. Лукавец, Воротыще и Радычев.

Gümbelina cubensis Palmer

Табл. V, рис. 7а, б

1934. *Gümbelina cubensis* Palmer. Soc. Cubana Hist. Nat. Mem., т. 8, № 2, стр. 75, текст. рис. 1—6.

Голотип из нижнеолигоценовых отложений о-ва Куба.

Оригинал № 5519 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, довольно узкая, уплощенная, состоит из 5—6 пар камер, быстро увеличивающихся в размерах, так что последние две пары часто составляют более

половины всей раковины. Максимальную ширину раковина имеет на уровне последних камер. В начальной части раковины камеры плоские, четырехугольного очертания, две предпоследние — вздутые, последние две — шаровидные. Ширина камер слегка превышает их высоту. Септальные швы отчетливые, углубленные, почти прямые на ранней стадии роста и слегка скошенные книзу на более поздней. Периферический край ровный, у устьевого конца раковины слабо волнистый. Устье обычно мало заметно, но на некоторых экземплярах можно с трудом разглядеть, что оно серповидное, низкое и довольно длинное. Стенка раковины шероховатая.

Р а з м е р ы раковины колеблются в пределах: длина 0,22—0,09 мм, ширина на уровне последних камер 0,16—0,07 мм, толщина 0,07—0,03 мм.

Размеры изображенного экземпляра: длина 0,20 мм, ширина 0,15 мм, толщина 0,07 мм.

К числу варьирующих признаков следует отнести размеры раковины, количество камер в вертикальном ряду (от 4 до 6, чаще встречаются 5- и 6-камерные) и угол расхождения вертикальных рядов камер от первой камеры, что выражается в изменении ширины раковины на устьевом конце.

Все встреченные раковины вида *G. cubensis* по размерам можно разделить на крупные (относительно) с длиной до 0,22, шириной до 0,16, толщиной до 0,07 мм и мелкие — длиной до 0,12, шириной — 0,08, толщиной — 0,04—0,03 мм. Крупные по разрезу поляницких отложений р. Великий Лукавец встречены ниже, а мелкие выше.

Угол расхождения рядов камер изменяется весьма незначительно.

От *G. cubensis*, описанной Пальмер (1934) из нижнеолигоценовых отложений о-ва Куба, наши экземпляры отличаются меньшим количеством камер. В то время, как у *G. cubensis* P a l m e r имеется 7 камер в ряду, в нашей коллекции обычно встречаются 5- и 6-камерные особи.

Близки к этому виду представители *G. wilcoxensis* C u s h m a n e t P o n t o n (1932) из эоцена Алабамы. Последние отличаются более крупными размерами, более неравномерно возрастающими камерами и наличием сосочковидных выростов на поверхности стенки раковины.

От сходной *G. pumilia* S u b b o t i n a (1950), описанной Н. Н. Субботиной из азово-черноморского флиша северо-западного Кавказа, наши экземпляры отличаются более крупными размерами, несколько более узкими камерами и шероховатой стенкой раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описан Пальмер из нижнеолигоценовых отложений о-ва Куба.

Встречен в большом числе экземпляров в двух образцах в полиняцких отложениях р. Великий Лукавец (олигоцен); единичные экземпляры обнаружены в нижневоротыщенских отложениях рр. Великий Лукавец и Воротыще (олигоцен).

Gümbelina plana L. I v a n o v a sp. n.

Табл. V, рис. 6а, б

Голотип № 5518 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, с. Нагуевичи, полиняцкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, боливиноподобная, удлинненно-треугольного очертания, уплощенная, постепенно расширяющаяся от начальной камеры к устьевому концу. Наибольшую ширину раковина имеет на уровне последних камер.

Камеры по всей длине раковины уплощенные, неправильно-четырёхугольного очертания, равномерно, но относительно быстро возрастающие в размерах, так что последние две пары камер составляют примерно половину всей длины раковины. В каждом ряду насчитывается 4—8 камер, но более часто встречаются раковины с 5 камерами в ряду.

Септальные швы очень четкие, углубленные, широкие, несколько выгнутые в направлении роста раковины и скошенные книзу. При смачивании водой иногда бывает видно, что они заполнены темным раковинным веществом, исключая участки по срединному шву на границе с каждой последующей камерой.

Периферический край слабо волнистый, почти ровный. Устье полулунное, небольшое, но обычно мало заметное, так как забито породой. Стенка мелкопористая, шероховатая. На некоторых экземплярах на ранних камерах иногда можно заметить короткие полоски, образовавшиеся в результате прямолинейно-продольной ориентировки пор.

Р а з м е р ы голотипа: длина 0,25 мм, ширина 0,16 мм, наибольшая толщина 0,08 мм. Средние размеры раковин: длина 0,11—0,26 мм, ширина 0,08—0,19 мм, наибольшая толщина 0,03—0,08 мм.

В рассмотренном материале встречены особи микросферической и мегасферической генераций, довольно значительно отличающиеся друг от друга.

Первые (микросферические) обычно более крупные, очень быстро расширяющиеся к верхнему концу. Отдельные экземпляры приближаются по очертанию раковины к форме равностороннего треугольника. Септальные швы выгнутые. Камеры дугообразно изогнутые. Как правило, микросферические особи имеют в начальной стадии маленькую, хорошо различимую плоскую спираль, составленную из нескольких (3—5) очень мелких камер.

Особь мегасферической генерации более мелких размеров, значительно более медленно расширяющиеся по мере роста, с сильно скошенными, но не выгнутыми швами.

Преобладают особи мегасферической генерации. Лишь в некоторых образцах количество мегасферических и микросферических особей почти равное.

В справочнике по меловым отложениям Азербайджана (Д. И. Джафаров, Д. А. Агаларова, Д. М. Халилов, 1951) приведено описание и изображение нового вида *Gümbelina bolivini-formis* A g a l a g o v a, сходного с описываемым.

Раковина *G. bolivini-formis* A g a l a g o v a узкая, удлиненная, камеры разделены косыми, заметно углубленными швами, периферический край волнистый, а устье имеет форму «высокого, но не широкого» отверстия в основании внутреннего края последней камеры.

G. plana sp. n. отличается от этой формы вдвое меньшими размерами, ровным периферическим краем, изогнутыми септальными швами и формой устья. По всей вероятности, изображенные и описанные как *G. bolivini-formis* A g a l a g o v a экземпляры относятся к роду *Bolivina*.

Наиболее близкое сходство наши экземпляры обнаруживают с *G. cubensis*, описанной Пальмер из нижнеолигоценовых отложений о-ва Куба (1934, стр. 75, текст. рис. 1—6), и с *G. pumilia*, описанной Н. Н. Субботиной из верхнемелового флиша района Анапы (1950, стр. 94, табл. V, рис. 2). От *G. cubensis* они отличаются более мелкими размерами, меньшим числом камер в каждом ряду, большей уплощенностью раковины, сильнее скошенными книзу и выгнутыми септальными швами.

Между *G. pumilia* и *G. plana* разница заключается в том, что у *G. pumilia* последние две камеры шаровидные, в рядах насчитывается большее число камер, стенка раковины тонкая, прозрачная, гладкая и несколько меньшие размеры раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *G. plana* встречается в отложениях поляницкой свиты (олигоцен) и в низах нижневоротыщенской свиты (олигоцен) по рр. Великий Лукавец, Радычев (с. Нагуевичи) и Воротыще в Предкарпатья — в большом количестве экземпляров. Единичные экземпляры встречаются в отложениях верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен).

Gümbelina pseudostrata * L. I v a n o v a sp. n.

Табл. V, рис. 5а, 6

Голотип № 5517 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, с. Нагуевичи, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

* *Pseudostrata* — в переводе «ложная» *strata*.

Описание. Раковина маленькая, клиновидная, уплощенная с боковых сторон, более или менее быстро расширяющаяся кверху, где она имеет наибольшую ширину. В каждом ряду имеется 4—6 камер, сравнительно плотно прилегающих одна к другой и постепенно увеличивающихся в размерах. Ранние камеры очень низкие, уплощенные, более поздние — слегка выпуклые, а две последние — почти шаровидные. Септальные швы углубленные, прямые, скошенные книзу. Периферический край широко-округлый, ровный на ранних камерах и слегка волнистый на поздних. Устье полулунное, небольшое, посередине основания последней камеры.

При очень внимательном рассмотрении (обязательно со смачиванием водой) можно увидеть, что стенки камер покрыты очень тонкими продольными полосками, образовавшимися в результате продольной ориентировки пор.

Размеры голотипа: длина 0,16 мм, ширина 0,14 мм, толщина 0,8 мм. Средние размеры раковин: длина 0,10—0,25 мм, ширина 0,06—0,23 мм, толщина 0,04—0,15 мм.

Сравнение основных признаков у гюмбелин из верх.
(Составил)

Название вида	Форма раковины	Рост и строение камер	Сочленение камер
<i>Gümbelina gracillima</i> (Andreae)	Узкая, с почти параллельными краями	Камеры мало увеличиваются в размерах; шаровидные, слабо уплощенные	Тесное
<i>Gümbelina pseudostrata</i> L. Ivanova sp. n.	Клиновидная, уплощенная, постепенно расширяющаяся в начальной части и быстро — в поздней	Камеры возрастают постепенно; уплощенные, последняя пара — шаровидная	Относительно тесное
<i>Gümbelina plana</i> L. Ivanova sp. n.	Клиновидная, сильно уплощенная, быстро и равномерно расширяющаяся	Рост камер быстрый (обычно), реже медленный; камеры уплощенные	Тесное
<i>Gümbelina cubensis</i> Palmer	Клиновидная, слабо уплощенная, постепенно и равномерно расширяющаяся	Рост камер постепенный, но быстрый, начальные камеры уплощенные, две последние шаровидные	Относительно свободное

Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатя 121

Как правило, все изученные раковины этого вида прямые и в начальной стадии имеют одну камеру. И только очень редко можно встретить искривленные экземпляры и экземпляры со спиралью в начальной части раковины.

Изменяются также размеры раковин и угол расхождения рядов вверх от первой камеры: встречаются экземпляры более быстро расходящиеся и менее быстро расходящиеся.

В одном образце встречена раковина с одной недоразвившейся камерой. Очевидно, рост этой камеры был приостановлен вследствие болезни или другой какой-либо причины, и когда он возобновился, то начала развиваться уже новая камера в том же ряду, а не достраиваться старая.

Наиболее близким видом является *Gümbelina striata* (Ehrenberg), описанная многими авторами из верхнемеловых отложений как Америки (Cushman, 1938), так и Европы (Ehrenberg, 1854; Egger, 1899; Калинин, 1937; Мятлюк, 1950, в неопубликованных материалах из стрыйской серии Карпат и др.). Описываемый вид отличается от *G. striata* значительно меньшими раз-

Таблица 7

олигоценовых и нижнемиоценовых отложений предкарпатя
(Л. В. Иванова)

Наклон швов	Строение стенки	Строение устья	Характер периферического края	Примечания
Прямые	Гладкая	Полулунное, иногда с губой	Мелковолнистый	
Слабо наклонные	Полосчатая, за счет прямолинейной ориентировки пор	Полулунное, небольшое	Волнистый; на ранних камерах ровный	
Изогнутые и скошенные книзу	Гладкая в начальной стадии, иногда полосчатая	Полулунное, небольшое	Ровный	Широко распространенный вид
Слабо наклонные	Шероховатая	Низкое длинное	Волнистый; на самых ранних камерах ровный	

мерами, значительно большей уплощенностью раковины и камер, а также менее ясно выраженной полосчатостью на поверхности раковины.

По характеру полосчатости наши формы сходны с разновидностью *G. globulosa* Ehrenberg var. *striatula* P. Marie, установленной Мари из верхнемеловых отложений Парижского бассейна (1941, стр. 182, табл. XXVIII, рис. 273—275, а, в), но отличаются от последних более плотным соединением уплощенных камер и меньшими размерами.

Сравнение основных признаков у гюмбелин приведено в табл. 7.

Распространение. В большом количестве экземпляров *G. pseudostriata* встречена по р. Великий Лукавец и в значительно меньшем — по рр. Прут, Вортыще и Радычев, Предкарпатье, в отложениях поляницкой свиты (олигоцен), главным образом в средней и верхней ее частях, и в низах нижневортыщенской свиты (олигоцен). Единичные экземпляры обнаружены в верхневортыщенской свите по р. Прут (нижний миоцен).

ЛИТЕРАТУРА

Богданович А. К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области. Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Сб. статей, Тр. ВНИГРИ, Ленгостоптехиздат, 1947, стр. 5—34, табл. I—IV.

Богданович А. К. О микрофауне из конкских отложений по р. Фарс (Северный Кавказ). ДАН СССР, нов. сер., т. LXVII, № 4, 1949, стр. 715—716.

Богданович А. К. Тарханские отложения Кубани в свете изучения микрофауны. Микрофауна СССР, сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950 (1), стр. 113—128.

Богданович А. К. Чокракские фораминиферы западного Предкавказья. Микрофауна СССР, сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950 (2), стр. 129—176, табл. I—X.

Богданович А. К. Милиолиды и пенероплиды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 64, 1952, 338 стр., 39 табл.

Богданович А. К. и Федоров А. Н. О некоторых представителях рода *Elphidium* в сарматских отложениях низовьев реки Кубани. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 22, 1932, 50 стр., 1 табл.

Быкова Н. К. Фораминиферы сузакского яруса Таджикской депрессии. Микрофауна СССР, сб. VI, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69, 1953, стр. 5—103, табл. I—V.

Василенко В. П. Аномалиниды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 80, 1954, 203 стр., 37 табл.

Венглинский И. В. О некоторых представителях родов *Nonion*, *Elphidium* и *Rotalia* в сарматских отложениях окрестностей села Березинки Закарпатской области. Тр. Львов. геол. общ., палеонт. сер., вып. 1, 1948, стр. 77—87, табл. I.

Венглинский И. В. Фораминиферы миоцену Закарпаття. АН УРСР, Ін. геол. корисн. коп., 1958, 168 стр., 36 табл.

Волошинова Н. А. Кассидулиниды. Ископаемые фораминиферы СССР, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, 1952 (1), стр. 79—103, табл. I—IV.

Волошинова Н. А. Нониониды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 63, 1952 (2), стр. 13—57, табл. I—IX.

Герке А. А. Изменчивость *Miliolina akneriana* и *Sigmoilina tschokrakensis* Герке в чокракско-спиралисовых слоях Восточного Предкавказья. Пробл. палеонт., т. IV, 1938, стр. 292—324, табл. I—III.

Глесснер М. А. Стратиграфия нижнего палеогена Северного и Восточного Кавказа в свете изучения микрофауны. Информ. сб. НГРИ, вып. 4, 1934, стр. 110—129.

Дампель Н. Н. Фораминиферы верхнемеловых отложений месторождения Каратон-Эмбелского района. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 50, ГОНТИ, 1934, 35 стр, табл. I—IV.

Долгопольская М. А. и Паули А. В. Foraminifera Черного моря района Карадагской биологической станции. Тр. Карадагской биол. станции, вып. IV, 1932, стр. 23—43, табл. 1—3.

Мятлюк Е. В. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер. Микрофауна СССР, сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950, стр. 225—287, табл. I—IV.

Мятлюк Е. В. Спириллиниды, роталииды, эпистоминиды и астеригериниды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, 1953, стр. 1—274, табл. I—XXIX.

Пишванова Л. С. Новые данные о микрофауне тиссенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской области Западной Украины. Микрофауна СССР, сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950, стр. 289—298, 1 табл.

Пишванова Л. С. Новые данные о верхнетуртонских и нижнесарматских отложениях Предкарпатья. Палеонт. сб., Тр. ВНИГРИ, вып. IX, 1958, стр. 251—284, табл. I—V.

Самойлова Р. Б. О некоторых новых и характерных видах фораминифер из верхнего палеогена Крыма. БМОИП, геол. отд., т. XXII (4), 1947, стр. 77—101, 3 табл.

Серова М. Я. Стратиграфическое расчленение миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба и их микрофаунистическая характеристика. Тр. Моск. геологоразв. ин-та им. Орджоникидзе, т. XXV, 1950, стр. 160—171.

Серова М. Я. Вертикальное распределение фораминифер в миоценовых отложениях Ополя. Тр. Моск. геологоразв. ин-та им. Орджоникидзе, т. XXV, 1950, стр. 197—201.

Серова М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Сб. матер. по биостр. Зап. обл. Украинской ССР. Госгеолтехиздат, 1955, стр. 261—391, табл. I—XXIX.

Субботина Н. Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа. Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Сб. статей, Тр. ВНИГРИ, Ленгостоптехиздат, 1947, стр. 39—160, стратиграф. табл. 1—5, палеонт. табл. I—IX.

Субботина Н. Н. Микрофауна и стратиграфия альбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа. Микрофауна СССР, сб. IV, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., 1950, стр. 5—112, табл. I—V.

Субботина Н. Н. Верхнеэоценовые лягениды и булиминиды юга СССР. Микрофауна СССР, сб. VI, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69, 1953 (1), стр. 115—255, табл. I—XIII.

Субботина Н. Н. Глобигериниды, ханткенииды и глобороталииды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 76, 1953 (2), 294 стр., 41 табл.

Тутковський П. А. Копальні мікрофауни України, їх геологічна вага і методи їх дослідження. Ч. 1, від. АН УРСР, 1925, 24 стр., 42 табл.

Халилов Д. М. О фауне фораминифер и расчленении олигоценых отложений северо-восточного предгорья Малого Кавказа. Изв. АН Азербайдж. ССР, № 3, 1951, стр. 43—61, табл. I—IV.

Andreae A. (Андрэ). Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. Teil II. Die Oligocänsschichten im Elsass. Abh. Geol. Special-karte Elsass-Lothr., Bd. 2, H. 3, S. 1—239, Taf. 1—42.

Bolli H. (Болли). The direction of coiling in the evolution of some Globorotaliidae. Contr. Cushman. Found. For. Res., vol. I, pt. 1—4, 1950, pp. 82—89.

Bolli H. The genus Globotruncana in Trinidad, B. W. J. Notes on occurrence, nomenclature and relationships between species. J. Paleont., vol. 25, N 2, 1951, pp. 187—199, pls. 34—35.

Brady H. B. (Брэди). Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger during the years 1873—1876. Rep. Voy. Challenger, Zoology, vol. 9, 1884, pp. 1—814, pls. 1—115.

Bronniman P. (Бронниман). The genus *Orbulina* d'Orbigny in the Oligo—Miocene of Trinidad, B. W. J. Contr. Cushman. Found. Foramin. Res., vol. II, pt. 4, 1951, p. 132, text. fig. II—V.

Broetzen F. (Бротцен). Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliformes. Sverig. Geol. Undersök., ser. C 451, Arsbok 36, 1942, 59 s., 18 text. fig., 1 taf.

Cushman J. A. (Кешмэн). An Outline of a Reclassification of the Foraminifera. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 3, pt. 1, 1927, pp. 1—105, pls. 1—22.

Cushman J. A. A Late Tertiary fauna of Venezuela and other related regions. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 5, 1929, pp. 77—101, pls. 12—14.

Cushman J. A. The Foraminifera of the Atlantic Ocean. Pt. 8 — Rotaliidae, Amphisteginidae, Calcarinidae, Gymbaloporettidae, Globorotaliidae, Anomalinidae, Planorbulinidae, Rupertiidae and Homotremidae. Bull. US Nat. Mus. N 104, 1931, 179 pp., pls. 1—26.

Cushman J. A. Notes on the genus *Virgulina*. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 8, pt. 1, 1932, pp. 7—27.

Cushman J. A. New Foraminifera from the Upper Jackson Eocene of Southeastern Coastal Plain region of the United States. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 9, 1933, pp. 1—21, pls. 1, 2.

Cushman J. A. New species of Foraminifera from the Lower Oligocene of Mississippi. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 11, pt. 2, 1935, pp. 25—39, pls. 4, 5.

Cushman J. A. New genera and species of the families Verneulinidae and Valvulinidae and of the subfamily Virgulininae. Spec. Publ. N 6, Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., 1936, pp. 1—71, pls. 1—8.

Cushman J. A. A monograph of the foraminiferal subfamily Virgulininae of the foraminiferal family Buliminidae. Spec. Publ. N 9, Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., 1937, pp. 1—228, pls. 1—24.

Cushman J. A. A monograph of the foraminiferal family Nonionidae. US Geol. Surv., Prof. Pap. N 191, 1939, pp. 1—100, pls. 1—20.

Cushman J. A. et Cahill E. D. (Кешмэн и Кахилл). Miocene Foraminifera of the Coastal Plain of the Eastern United States. US Geol. Surv., Prof. Paper 175—A, 1933, pp. 1—50, pls. 1—13.

Cushman J. A. and Dorsey A. L. (Кешмэн и Дорсей). Some notes on the genus *Candorbulina*. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 16, pt. 2, 1940, pp. 40—42, pl. VIII.

Cushman J. A. and Ellis A. C. (Кешмэн и Эллизор). New species of Foraminifera from the Oligocene and Miocene. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 15, pt. 1, 1939, pp. 1—14, pls. 1—2.

Cushman J. et Hanna G. (Кешмэн и Ханна). Foraminifera from the Eocene near Coalinga, California. Proc. Calif. Acad. Sci., San Francisco, ser. 4, vol. 16, 1927, pp. 205—229, pls. 13, 14.

Cushman J. A. and Jarvis P. B. (Кешмэн и Джервис). Some new Eocene Foraminifera from Jamaica. Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 7, 1931, pp. 75—78, pl. 10.

Cushman J. A. and Laiming B. (Кешмэн и Лейминг). Miocene Foraminifera from Los Sauces Creek, Ventura County, California. J. Paleont., vol. 5, N 2, 1931, pp. 79—120, pls. 9—14, 5 text. figs.

Cushman and Leavitt D. H. (Кешмэн и Левит). On *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *E. striato-punctatum* (Fichtel et Moll) and *E. crispum* (Linné). Contr. Cushman. Lab. Foramin. Res., vol. 5, 1929, pp. 18—22, pl. 4.

Cushman J. A. and Parker F. L. (Кешмэн и Паркер). Miocene Foraminifera from the Temblor of the East Side of the San Joaquin valley,

California. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., vol. 7, pt. 1, 1931, pp. 1—16, pls. 1—3.

Cushman J. A. and Parker F. S. Notes on some European Miocene species of Bulimina. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., vol. 13, 1937, pp. 46—54, pls. 6, 7.

Cushman J. A. and Parker F. S. Bulimina and related foraminiferal genera. US Geol. Surv. Prof. Pap. 210—D, 1947, pp. 55—176, pls. 15—30.

Cushman J. and Ponton G. (Кешмэн и Понтон). An Eocene Foraminiferal fauna of Wilcox Age from Alabama. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., vol. 8, 1932, pp. 51—72, pls. 7—9.

Czjzek J. (Жичек). Beitrag zur Kenntniss der fossilen Foraminiferen des Wiener Beckens. Haid. Naturwiss. Abhandl., Bd. 2, 1848, S. 137—150, Taf. 12, 13.

Egger J. G. (Эрреп). Die Foraminiferen der Miocän — Schichten bei Ortenburg in Nieder — Bayern. Neues Jahrb. Min., 1857, S. 266—311, Taf. 5—15.

Egger J. G. Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. Abh. K. Bayer. Akad. Wiss., München, math. — physik. Kl. II, Bd. 21, 1909, S. 1—230, Taf. 1—27.

Ehrenberg G. G. (Эренберг). Anwendung der bisherigen Beobachtungen auf die Systematik der Polythalamien. Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1838.

Ehrenberg G. G. Microgeologie. Das Wirken des unsichtbaren Kleinen Lebens auf der Erde. Leipzig, 2 Bd. 1854, 40 Taf.

Fichtel L. et Moll J. (Фихтель и Молль). Testacea microscopica aliaque minuta ex generibus Argonauta et Nautilus ad naturam delineata et descripta. Vindobona, 1798, 24 tab., 1 ed.

Galloway J. A. (Геллоуэй). A Manual of Foraminifera. Publ. N 1, F. Kemp Memor. Ser. Columb. Univ., 1933, 497 pp., 42 pls.

Glaessner M. (Глесснер). Principles of Micropaleontology. New York, 1948, pp. 1—296, pls. 1—14, tab. I—VII.

Hantken M. (Ханткен). Die Fauna der Clavulina Szaboi — Schichten. T. I. Foraminiferen. Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Anst., Bd. 4, 1875, S. 1—93. Taf. 1—16.

Howe H. and Wallace W. (Хой и Уоллес). Foraminifera of the Jackson Eocene at Danville landing on the Ouachita, Catahoula Parish, Louisiana. Bull. Louis. Geol., Surv., N 2, 1932, pp. 1—113, pls. 1—15, 2 text. fig.

Jedlitschka H. (Едличка). Über Candorbulina, eine neue Foraminiferengattung und zwei neue Candeina — Arten. Verhandl. Naturforsch. Ver. Brünn, Bd. LXV, 1933—1934, S. 17—26, 1 Taf.

Karrer F. (Карреп). Die miocene Foraminiferen. Fauna von Koste im Banat. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, Bd. LVIII, 1868, S. 111—193, Taf. 1—5.

Karrer F. Geologie der Kaiser Franz — Josefs Hochquellen — Wasserleitung, eine Studie in den Tertiärbildungen am Westrande des alpinen Theiles der Niederung von Wien. Abh. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. 9, 1877, S. 371—375, taf. 16.

Laparent I. (Лампаран). Etude litologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye. Mém. Carte géol. France, 1910.

Le Roy L. W. (Ле Рой). Some small Foraminifera, Ostracoda and Otoliths from the Neogene («Miocene») of the Rokan — Tapanoei area Central Sumatra. Nat. Tijdschr. Ned.—Ind., vol. XCIX, pt. 6, 1939, pp. 215—296, pls. 1—14.

Macfadyen W. (Макфейдиен). Miocene Foraminifera from the Clysmic area of Egypt and Sinai. With an Account of the Stratigraphy and a Correlation of the Local Miocene Succession. Geol. Surv. Egypt, Gov. Press. Cairo, 1930, pp. 1—149, pls. 1—4.

- Marie P. (Мари). Les Foraminifères de la Craie à *Belemnitella mucronata* du bassin de Paris. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., n. s., t. XII, fasc. 1, 1941, 296 pp., pls. I—XXXVII.
- Montfort P. D. (Монфор). Conchyliologie systématique et classification méthodique des coquilles, vol. I, Paris, 1808.
- Mornod L. (Морно). Les Globorotalidés du Crétacé Supérieur du Montsalvens (Préalpes Fribourgeoises), Eclogae geol. Helvetiae. Soc. géol. Suisse, vol. 42, N 2, 1949, pp. 573—595, 1 tabl., 14 Text—figs.
- Nuttall W. (Нутталл). Lower Oligocene Foraminifera from Mexico. J. Paleont., vol. 6, N 1, 1932, pp. 3—35, pls. 1—9.
- Orbigny A. (Орбиньи). Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes. Ann. Sci. Nat., Paris, sér. 1, t. VII, 1826, pp. 245—314, pls. 10—17.
- Orbigny A. Foraminifères des îles Canaries. In. Barker — Webb et Berthelot: Hist. Nat. des îles Canaries, t. 2, pt. 2, 1839 (I), pp. 119—146, 3 pls.
- Orbigny A. Voyage dans l'Amérique Méridionale, Foraminifères, 4 to, Paris et Strasbourg, vol. 5, 1839 (2), pp. 1—86, pls. 1—9.
- Orbigny A. Foraminifères fossiles du bassin Tertiaire de Vienne. Paris, 1846, 312 pp., pls. 1—21.
- Palmer D. (Пальмер). The foraminiferal genus *Gümbelina* in the Tertiary of Cuba. Soc. Cub. Hist. Nat. Mem., vol. 8, N 2, 1934, pp. 73—76, 8 text. figs.
- Pokorný V. (Покорный). Zaklady zoologické mikropaleontologie. Naklad. Českosl. Akad. Věd, sec. Geol.-geogr., 1954, str. 531.
- Quereau E. C. (Керо). Die Klippenregion von Iberg. Beitr. geol. Karte d. Schweiz., N. F. 3, 1893.
- Reuss A. (Рейсс). Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. — naturw. kl., Bd. I, 1850, S. 365—390, Taf. 46—51.
- Reuss A. Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin. Zschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 3, 1851, S. 49—92, Taf. 3—7.
- Reuss A. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerungen von Wieliczka in Galizien. Sitzb. math. — naturw. Cl. Akad. Wiss. Wien, Bd. LV, Heft. C., 1867, S. 17—182, Taf. 1—8.
- Schwager C. (Швареп). Die Foraminiferen aus den Eocäenabblagerungen der libyschen Wüste und Aegyptens. In Zittels «Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete». Palaeontographica, Bd XXX, 1883, S. 81—153, Taf. 24—29.
- Sigal J. (Сигаль). Ordre des Foraminifera. In Piveteau J. Traité de Paléontologie. T. I 1952, p. 133—304, pls. 1—XXIX, 117 figs.
- Stainforth R. M. (Стейнфор). Applied micropaleontology in Coastal Ecuador. J. Paleont., vol. 22, pt. 2, 1948, pp. 113—151, pls. 24—26.
- Stainforth R. M. Description, correlation and paleoecology of Tertiary Cipero Marl formation. Trinidad, B. W. I. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., vol. 32, N 7, 1948, pp. 1292—1330, 2 fig.
- Thalman H. E. (Тальман). Ueber geographische Rassenkreise bei Fossilen Foraminiferen. — Pal. Zeitschr., Bd. 16, 1934, S. 116—121.
- Williamson W. C. (Виллиамсон). On the Recent Foraminifera of Great Britain. Ray. Soc. 4 to, London, 1858.

ТАБЛИЦА I

- Рис. 1а, б, в. *Quinqueloculina akneriana* Orbigny, × 88. Стр. 28.
Оригинал (по Айзенштат, 1950), Предкарпатье, окрестности с. Угерско, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 2а, б, в. *Quinqueloculina ovula* Karger, × 88. Стр. 28.
Голотип (по Карреру), Румыния (Костей в Банате), миоцен (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 3а, б, в. *Quinqueloculina ovula* Karger, × 88. Стр. 28.
Оригинал (по Айзенштат, 1948), Предкарпатье, Калуш (шахта), калушские слои (миоцен)* (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 4а, б, в. *Quinqueloculina ugerskoensis* Aisenstat sp. n., × 88. Стр. 29.
Голотип (по Айзенштат, 1950), Предкарпатье, окрестности с. Угерско, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).

* По-видимому, этот вид обнаружен в отложениях, которые по принятой ныне схеме отвечают баличской свите.

Таблица 1

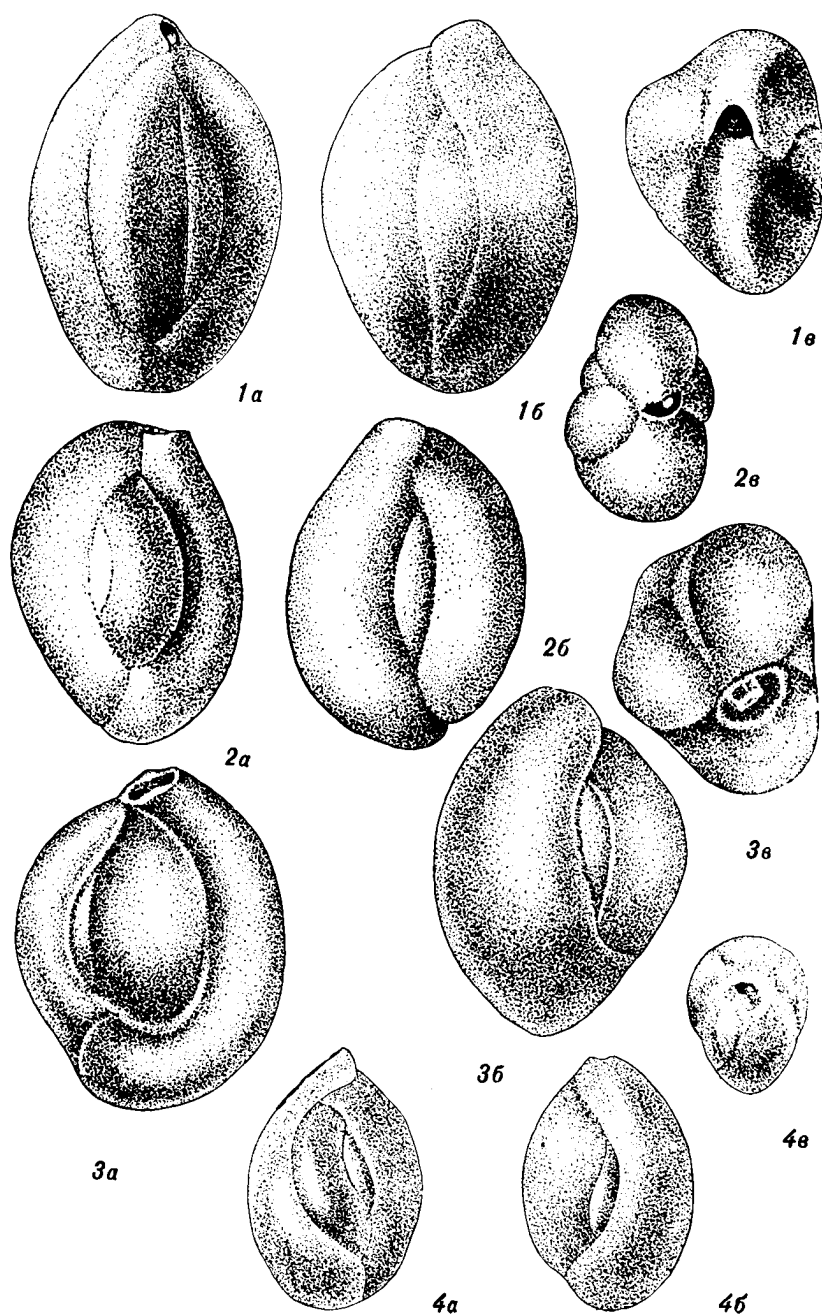


ТАБЛИЦА II

- Рис. 1а, б, в. *Triloculina intermedia* K a r r e r, × 88. Стр. 30.
Оригинал (по Айзенштат, 1950), Предкарпатье, Калужский район, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 2а, б. *Purgo affinis* (O r b i g n y)?, × 88. Стр. 31.
Оригинал (по Айзенштат, 1950), Предкарпатье, окрестности сел, Угерско, стебникская свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 3а, б. *Florilus boueanus* (O r b i g n y), × 72. Стр. 51.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 4а, б; 5а, б. *Florilus boueanus* (O r b i g n y), × 72. Стр. 51.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, стебникская свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 6а, б. *Melonis bradyi* V o l o s h i n o v a, × 72. Стр. 53.
Голотип, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 7а, б; 8а, б. *Melonis soldaniti* (O r b i g n y), × 72. Стр. 52.
Оригиналы, Предкарпатье, р. Прут, стебникская свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 9а, б. *Nonion punctatus* O r b i g n y, × 72. Стр. 46.
Оригинал, Предкарпатье, с. Ходновичи, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).

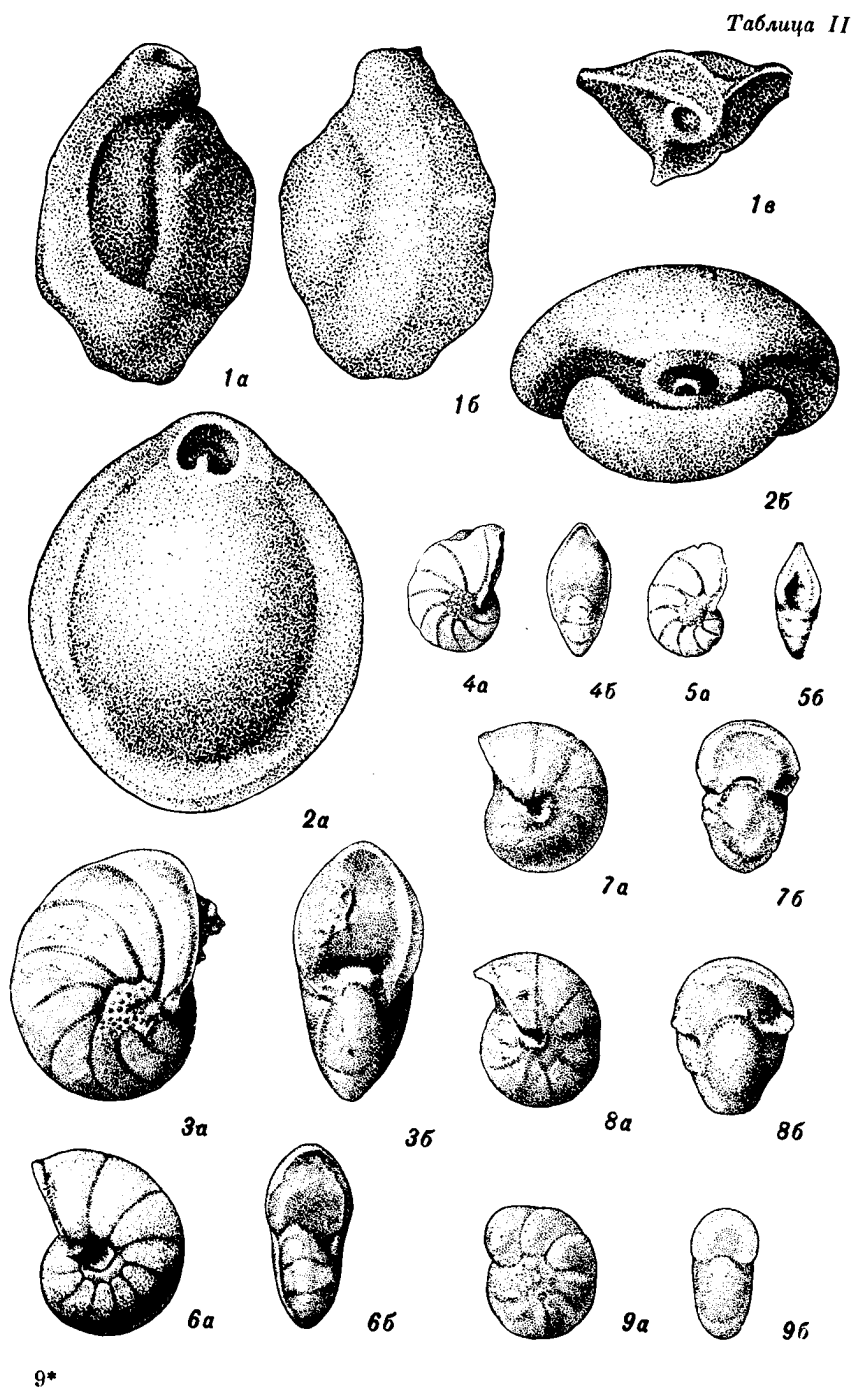


ТАБЛИЦА III

- Рис. 1а, б. *Nonion martkobi* Bogdanowicz, × 72. Стр. 47.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 2а, б. *Porosononion* ex gr. *subgranosus* (Egger), × 72. Стр. 49.
Оригинал, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 3а, б; 4а, б. *Porosononion* ex gr. *subgranosus* (Egger), × 72. Стр. 49.
Оригиналы, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 5а, б; 6а, б. *Porosononion subgranosus* (Egger), × 72. Стр. 48.
Оригиналы, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 7а, б. *Elphidiella* ex gr. *simplex* Voloshinova, × 72. Стр. 75.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 8а, б. *Elphidella* ex gr. *simplex* Voloshinova, × 72. Стр. 45.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 9а, б. *Nonion tumidulus* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 45.
Голотип, Предкарпатье, р. Быстрица-Надворнянская, стебническая свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 10а, б. *Nonion tumidulus* Pischvanova sp. n., × 72. Стр. 45.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Надворнянская, стебническая свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).

Таблица 111

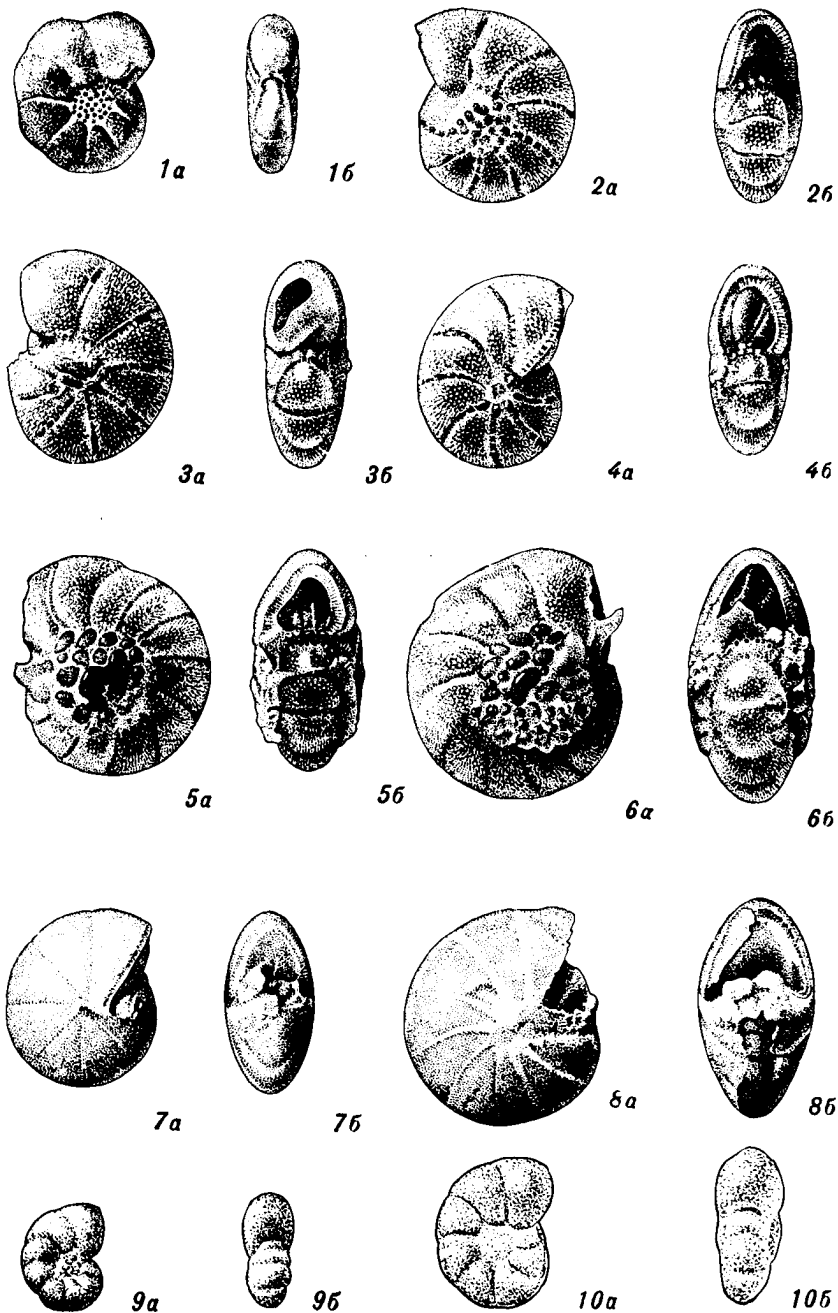


ТАБЛИЦА IV

- Рис. 1а, б. *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), × 72. Стр. 72.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны (видны наружные каналы).
- Рис. 2а, б; 3а, б. *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), × 72. Стр. 72.
Оригинал, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 4а, б. *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), × 72. Стр. 72.
Оригинал, Предкарпатье, с. Ковалевка, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 5а, б; 6а, б. *Elphidium* ex gr. *angulatum* (Egger), × 72. Стр. 73.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 7а, б. *Elphidium subumbilicatum* (Czjzek), × 72. Стр. 74.
Оригинал, Предкарпатье, с. Ходоновичи, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).

Таблица IV

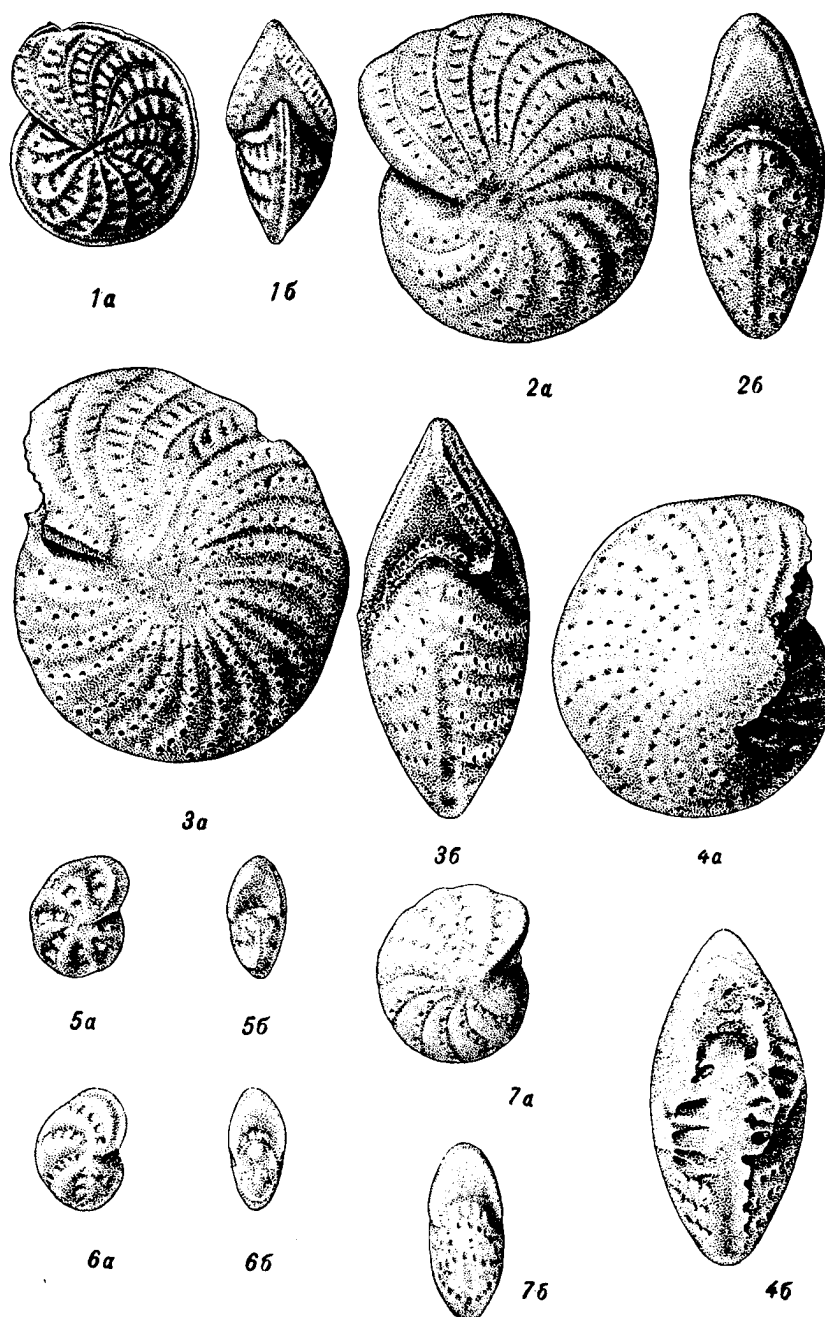


ТАБЛИЦА V

- Рис. 1а, б; 2а, б; 3а, б; 4а, б. *Gümbelina gracillima* (Andreae), × 102.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляническая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
Стр. 115.
- Рис. 5а, б. *Gümbelina pseudostriata* L. Ivanova sp. n., × 102. Стр. 119.
Голотип, Предкарпатье, с. Нагуевичи, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 6а, б. *Gümbelina plana* L. Ivanova sp. n., × 102. Стр. 118.
Голотип, Предкарпатье, с. Нагуевичи, поляническая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 7а, б. *Gümbelina cubensis* Palmer, × 102. Стр. 116.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляническая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 8а, б. *Buliminella rara* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 76.
Голотип, Предкавказье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 9а, б. *Bulimina ovata* Orbigny, × 43. Стр. 81.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 10а, б. *Bulimina ovata* Orbigny, × 72. Стр. 81.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 11а, б. *Bulimina pupoides* Orbigny, × 43. Стр. 86.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 12а, б. *Bulimina elongata* Orbigny var. *elongata* Orbigny, × 43. Стр. 84.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 13а, б. *Bulimina elongata* Orbigny var. *elongata* Orbigny, × 43. Стр. 84.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 14а, б. *Bulimina elongata* Orbigny var. *vagina* Pischvanova var. n., × 43. Стр. 86.
Голотип, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 15а, б. *Bulimina elongata* Orbigny var. *vagina* Pischvanova var. n., × 43. Стр. 86.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 16, а, б. *Bulimina subulata* Cushman et Parker, × 43. Стр. 86.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 17а, б. *Bulimina subulata* Cushman et Parker, × 43. Стр. 86.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).

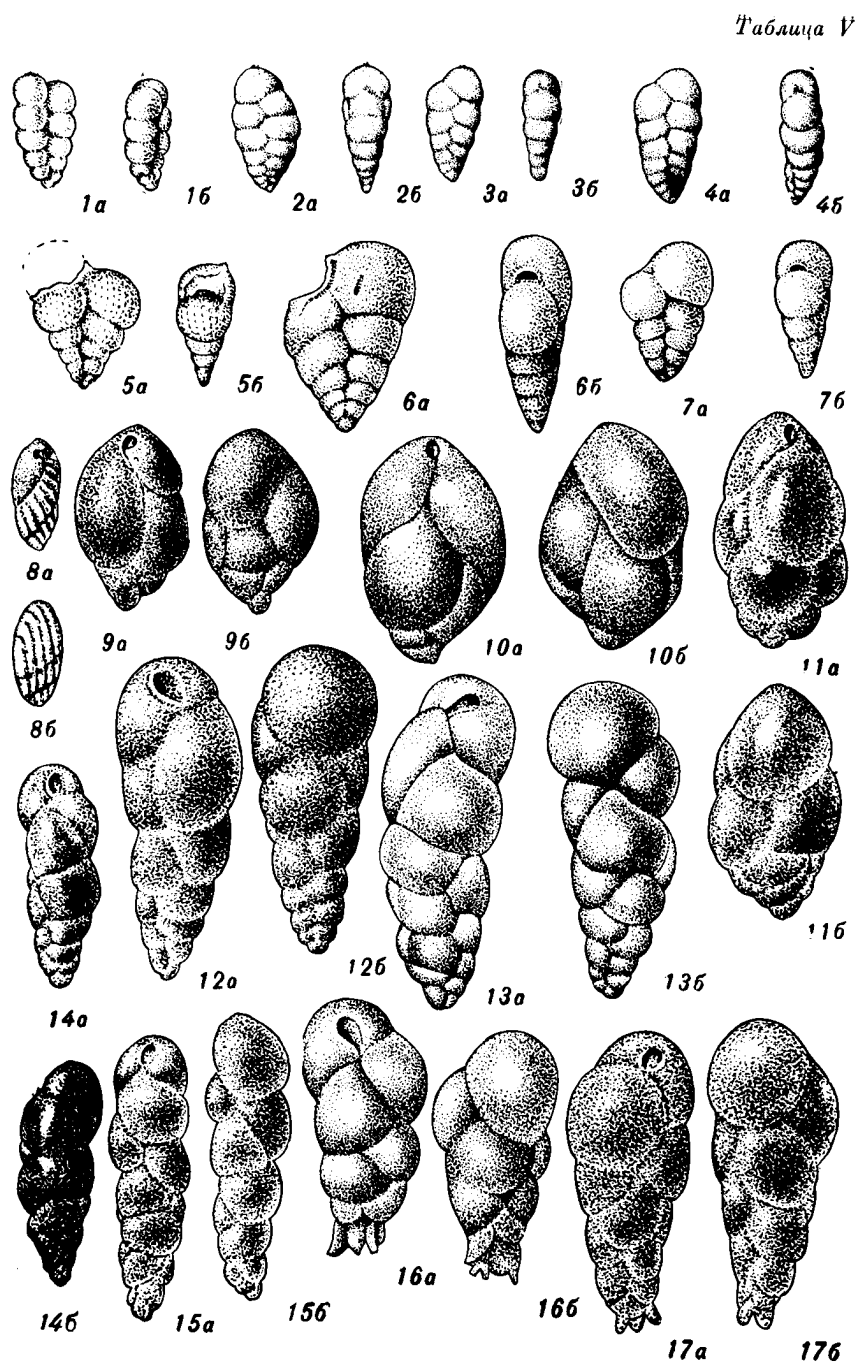


ТАБЛИЦА VI

- Рис. 1а, б. *Bulimina aculeata* Orbigny, × 43. Стр. 87.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 2а, б, в. *Caucasina tenebricosa* Pischvanova sp. n., × 72. Стр. 90.
Голотип, Предкарпатье, с. Дзвиняч, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 3а, б, в. *Virgulina conspicua* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 78.
Голотип, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 4. *Virgulina schreibersiana* Czjzek, × 43. Стр. 79.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (вид сбоку).
- Рис. 5а, б. *Virgulina schreibersiana* Czjzek, × 72. Стр. 79.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 6а, б. *Bolivina angusta* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 107.
Голотип, Предкарпатье, р. Тужанка, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 7а, б. *Bolivina decens* Pischvanova sp. n., × 72. Стр. 108.
Голотип, Предкарпатье, р. Радычев, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б, в. *Bolivina dilatata* Reuss, × 43. Стр. 112.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 9а, б. *Bolivina dilatata* Reuss, × 43. Стр. 112.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 10а, б. *Bolivina subdilatata* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 109.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 11 а, б. *Bolivina subdilatata* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 109.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 12а, б; 13а, б. *Bolivina subdilatata* Pischvanova sp. n., × 72. Стр. 109.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 14а, б. *Bolivina cuneiformis* Pischvanova sp. n., × 102. Стр. 113.
Голотип, Закарпатье, ручей Соколов, тячевская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).

ТАБЛИЦА VII

- Рис. 1а, б. *Bolivina scalprata* S c h w a g e r, × 102. Стр. 110.
Оригинал, Предкарпатье, с. Нагусвичи, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б. *Bolivina scalprata* S c h w a g e r, × 102. Стр. 110.
Оригинал, Предкарпатье, район г. Болехова, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 3а, б. *Reussella spinulosa* (R e u s s), × 72. Стр. 89.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 4а, б, в. *Reussella spinulosa* (R e u s s), × 72. Стр. 89.
Оригинал, Закарпатье, с. Бочков, басхевская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 5а, б. *Uvigerina pygmaea* O r b i g n y, × 43. Стр. 92.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 6а, б. *Uvigerina pygmaea* O r b i g n y × 43. Стр. 92.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селишье, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 7а, б. *Uvigerina asperula* C z j z e k, × 43. Стр. 93.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 8а, б. *Uvigerina asperula* C z j z e k, × 43. Стр. 93.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селишье, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 9а, б. *Uvigerina urnula* O r b i g n y, × 43. Стр. 94.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селишье, хустецкая свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 10а, б, в. *Uvigerina perornata* P i s c h v a n o v a sp. n., × 43. Стр. 95.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 11а, б, в. *Uvigerina perornata* P i s c h v a n o v a sp. n., × 43. Стр. 95.
Голотип, Закарпатье, р. Тересва, тячевская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).

Таблица VII

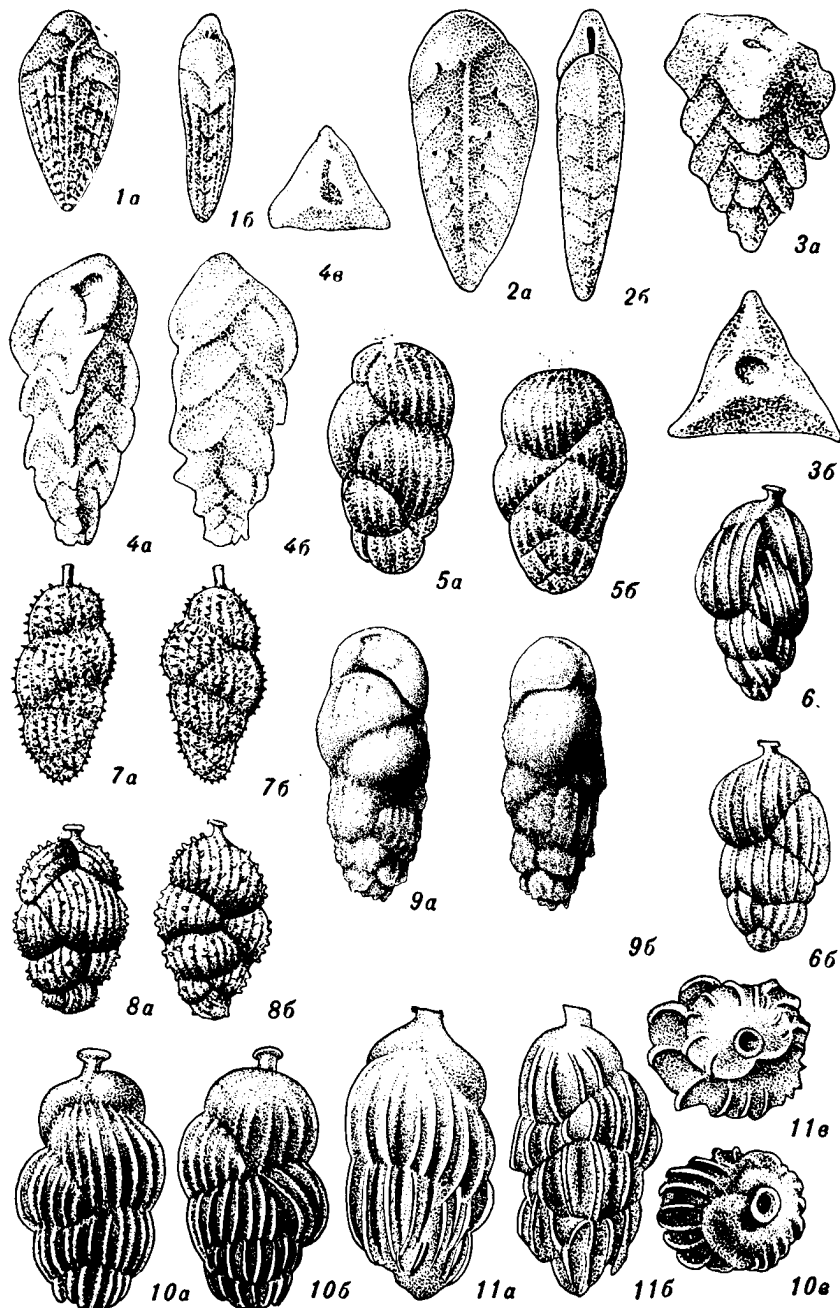


ТАБЛИЦА VIII

- Рис. 1а, б. *Uvigerina visenda* P i s c h v a н о в а sp. n., × 72. Стр. 96.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 2а, б, в. *Uvigerina visenda* P i s c h v a н о в а sp. n., × 72. Стр. 96.
Голотип, Закарпатье, с. Нягово, тячевская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 3а, б. *Angulogerina vicksburgensis* C u s h m a n, × 72. Стр. 97.
Оригинал, Предкарпатье, р. Радычев, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 4а, б. *Angulogerina angulosa* (W i l l i a m s o n), × 43. Стр. 98.
Оригинал, Предкарпатье, с. Горохолино, косовская свита (тортон) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 5. *Angulogerina angulosa* (W i l l i a m s o n), × 43. Стр. 98.
Оригинал, Закарпатье, Нижнее Селище, хустецкая свита (тортон), (вид сбоку).
- Рис. 6а, б, в; 7а, б, в. *Valvulineria complanata* (O r b i g n y), × 72. Стр. 32.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б, в. *Valvulineria arcuata* (R e u s s), × 72. Стр. 33.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 9а, б, в. *Valvulineria marmaroschensis* P i s c h v a н о в а, × 72. Стр. 34.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).

Таблица VIII

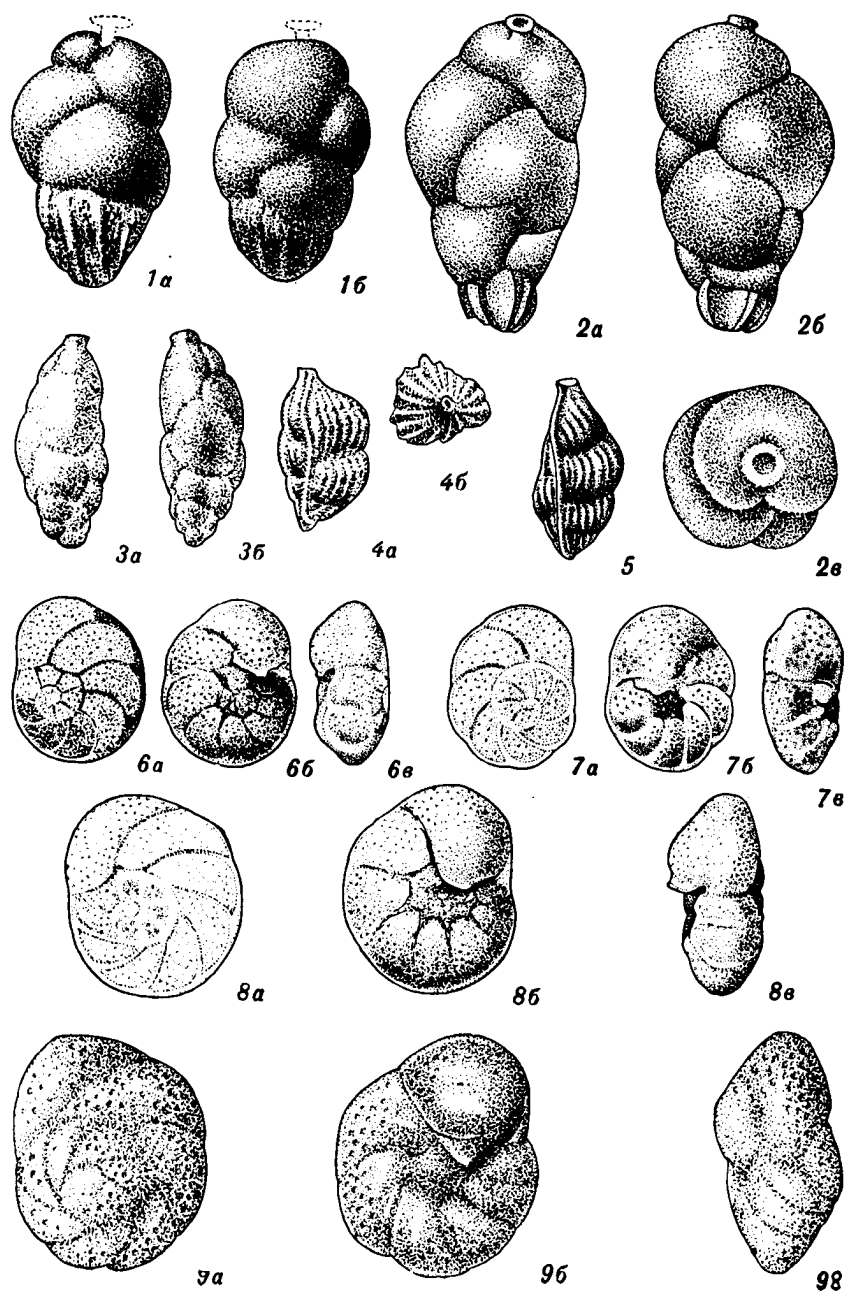
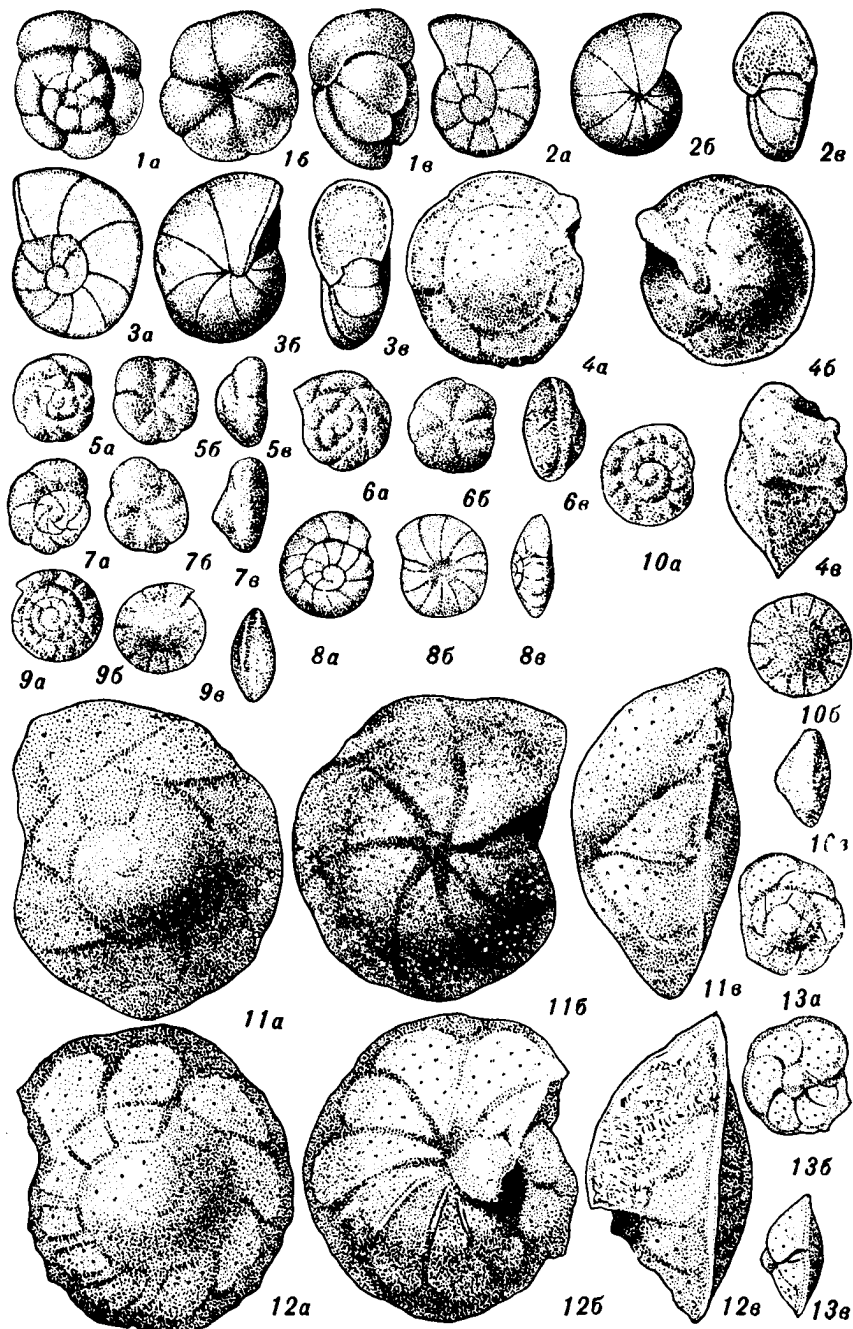


ТАБЛИЦА IX

- Рис. 1а, б, в. *Gyroidina marina* P i s c h v a n o v a, × 72. Стр. 35.
Оригинал, Закарпатье, с. Нягово, тячевская свита (тортон) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в; 3а, б, в. *Gyroidina borislavensis* M a s l a k o v a, × 72. Стр. 36.
Оригинал, Предкарпатье, ручей Зрубань (приток р. Воротыще), нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 4а, б, в. *Eponides umbonatus* (R e u s s), × 72. Стр. 37.
Оригинал, Предкарпатье, р. Прут, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 5а, б, в. *Eponides octocameratus* S u b b o t i n a sp. n., × 102. Стр. 38.
Голотип, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 6а, б, в; 7а, б, в. *Eponides octocameratus* S u b b o t i n a sp. n., × 102. Стр. 38.
Оригинал, Предкарпатье, с. Гавриловка, стебникская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б, в. *Eponides binominatus* S u b b o t i n a sp. n., × 102. Стр. 39.
Голотип, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 9а, б, в; 10а, б, в. *Eponides binominatus* S u b b o t i n a sp. n., × 102. Стр. 39.
Оригинал, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 11а, б, в; 12а, б, в. *Eponides nanus* (R e u s s), × 72. Стр. 40.
Голотип, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, косовская свита (тортон) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 13а, б, в. *Eponides nanus* (R e u s s), × 72. Стр. 40.
Оригинал, Предкарпатье, р. Рыбница, косовская свита (тортон) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).

Таблица IX



10 Запас 1889.

ТАБЛИЦА X

- Рис. 1а, б, в. *Siphonina reticulata* (C z j z e k), $\times 72$. Стр. 41.
Голотип, Предкарпатье, р. Прут, стебникская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в. *Cassidulina margareta* K a g g e r, $\times 102$. Стр. 105.
Оригинал, особь с округлым периферическим краем, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 3а, б, в. *Cassidulina margareta* K a g g e r, $\times 102$. Стр. 105.
Оригинал, особь с приостренным периферическим краем, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 4а, б, в. *Cassidulina punctata* R e u s s, $\times 102$. Стр. 101.
Оригинал, Предкарпатье, с. Нагуевичи, поляницкая свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 5а, б, в. *Cassidulina punctata* R e u s s, $\times 102$. Стр. 101.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 6а, б, в. *Cassidulina globosa* H a n t k e n, $\times 102$. Стр. 100.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 7а, б, в. *Cassidulina usitata* L. I в а н о в а sp. n., $\times 102$. Стр. 103.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен); (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б, в. *Cassidulina subcarpatica* L. I в а н о в а sp. n., $\times 102$. Стр. 102.
Голотип, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 9а б, в. *Cassigerinella globolocula* L. I в а н о в а, $\times 102$. Стр. 61.
Оригинал (раздутая кассидулиноподобная форма), Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).
- Рис. 10а, б, в. *Cassidulina crista* P i s c h v a n o v a, $\times 100$. Стр. 104.
Оригинал, Закарпатье, ручей Соколов, тячевская свита (тортон) (а, б — вид сбоку, в — вид с периферического края).

Таблица X

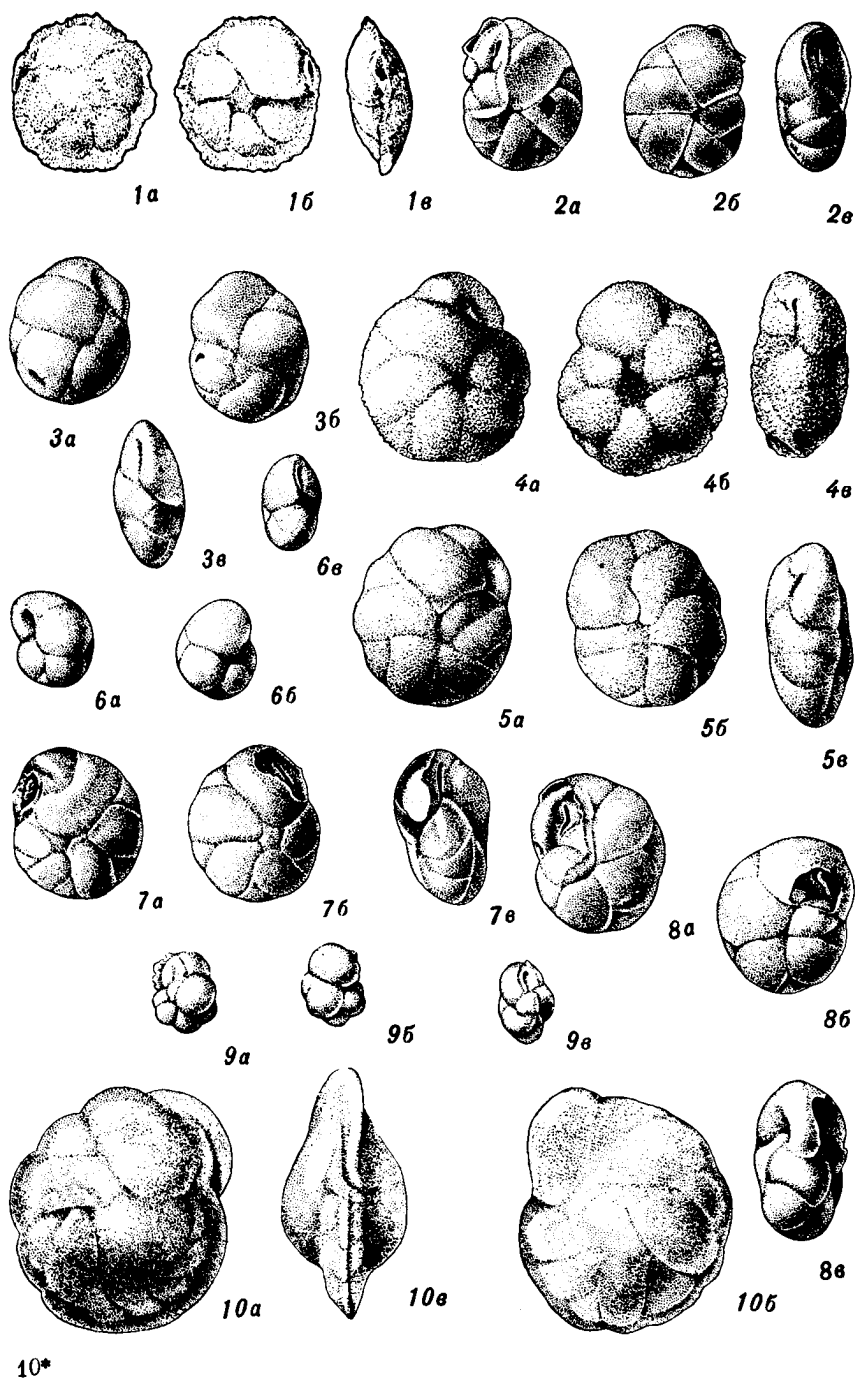


ТАБЛИЦА XI

- Рис. 1а, б, в. *Globigerina pseudoedita* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 55.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в; 3а, б, в. *Globigerina pseudoedita* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 55.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 4а, б, в. *Globigerina brevispira* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 56.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 5а, б, в; 6а, б, в. *Globigerina brevispira* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 56.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, баличская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 7а, б, в. *Globigerina* aff. *eocaenica* Terquem, × 72. Стр. 57.
Оригинал (по-видимому, переотложенная форма), Предкарпатье, Богородчань, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б. *Globigerinella evoluta* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 58.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 9а, б. *Globigerinella evoluta* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 58.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 10а, б. *Globigerinella praemica* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 59.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 11а, б; 12а, б. *Globigerinella praemica* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 59.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 13а, б. *Globigerinella praemica* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 59.
Оригинал, Предкарпатье, р. Быстрица-Солотвинская, баличская свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 14а, б; 15а, б. *Globigerinella praemica* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 59.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 16а, б. *Globigerinella subangulata* L. Ivanova sp. n., × 102. Стр. 60.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).
- Рис. 17а, б. *Globigerinella subangulata* L. Ivanova sp. n., × 102. Стр. 60.
Оригинал, плоская мелкая особь, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид сбоку, б — вид с периферического края).

Таблица XI

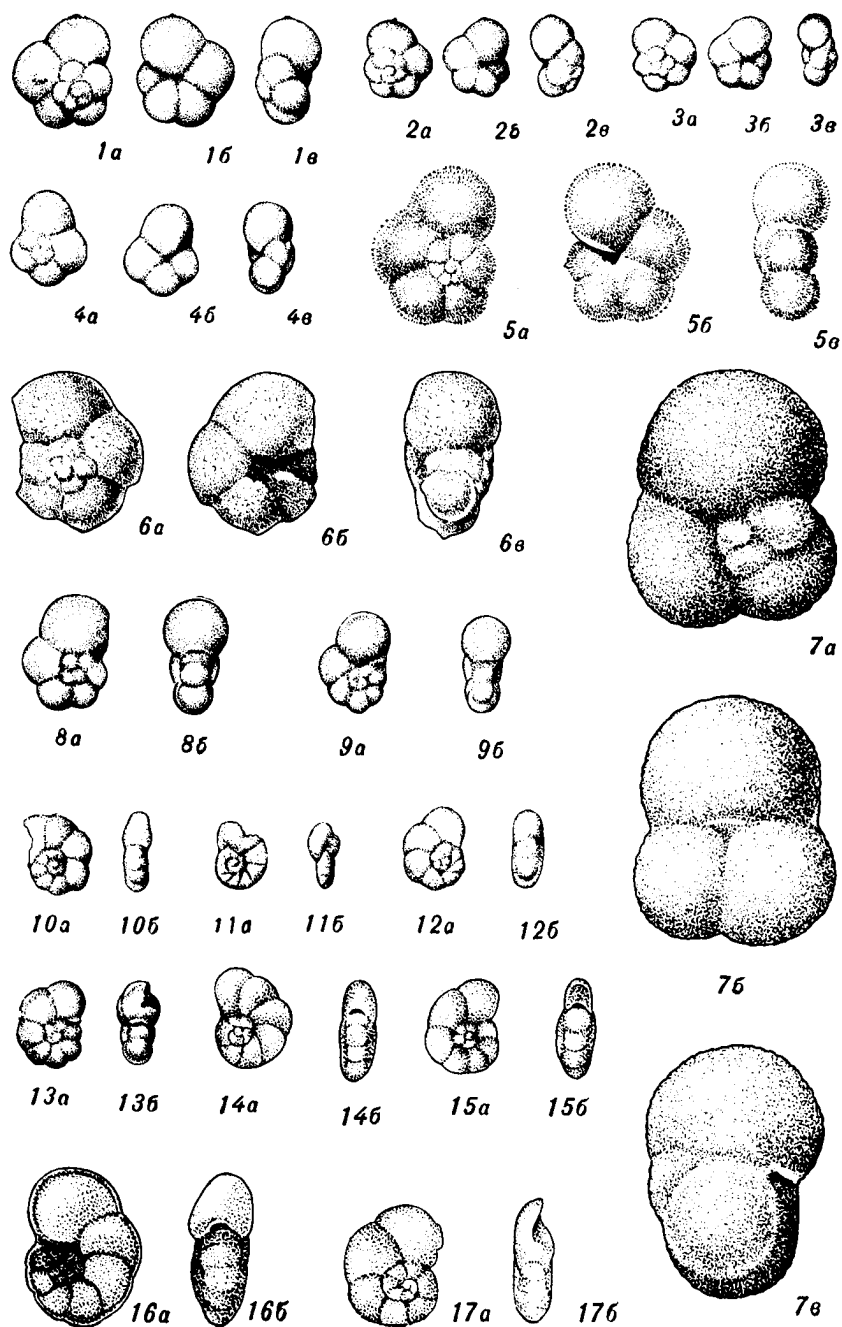


ТАБЛИЦА XII

- Рис. 1а, б, в. *Globigerinoides trilobus* (Reuss), × 72. Стр. 62.
Оригинал, Австрия, окрестности Вены, миоцен (тортон), баденский мергель (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид сбоку).
- Рис. 2а, б. *Candorbulina universa* Jedlitschka, × 72. Стр. 63.
Оригинал, Предкарпатье, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид внутренней части раковины).
- Рис. 3а, б; 4а, б. *Candorbulina universa* Jedlitschka, × 72. Стр. 63.
Оригинал, Предкарпатье, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 5. *Candorbulina universa* Jedlitschka, × 72. Стр. 63.
Оригинал, Предкарпатье, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (вид внутренней части раковины).
- Рис. 6а, б. *Candorbulina universa* Jedlitschka, × 72. Стр. 63.
Оригинал, Предкарпатье, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид внутренней части раковины).
- Рис. 7. *Candorbulina universa* Jedlitschka, × 72. Стр. 63.
Оригинал, Предкарпатье, г. Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (вид внутренней части раковины).

Таблица XII

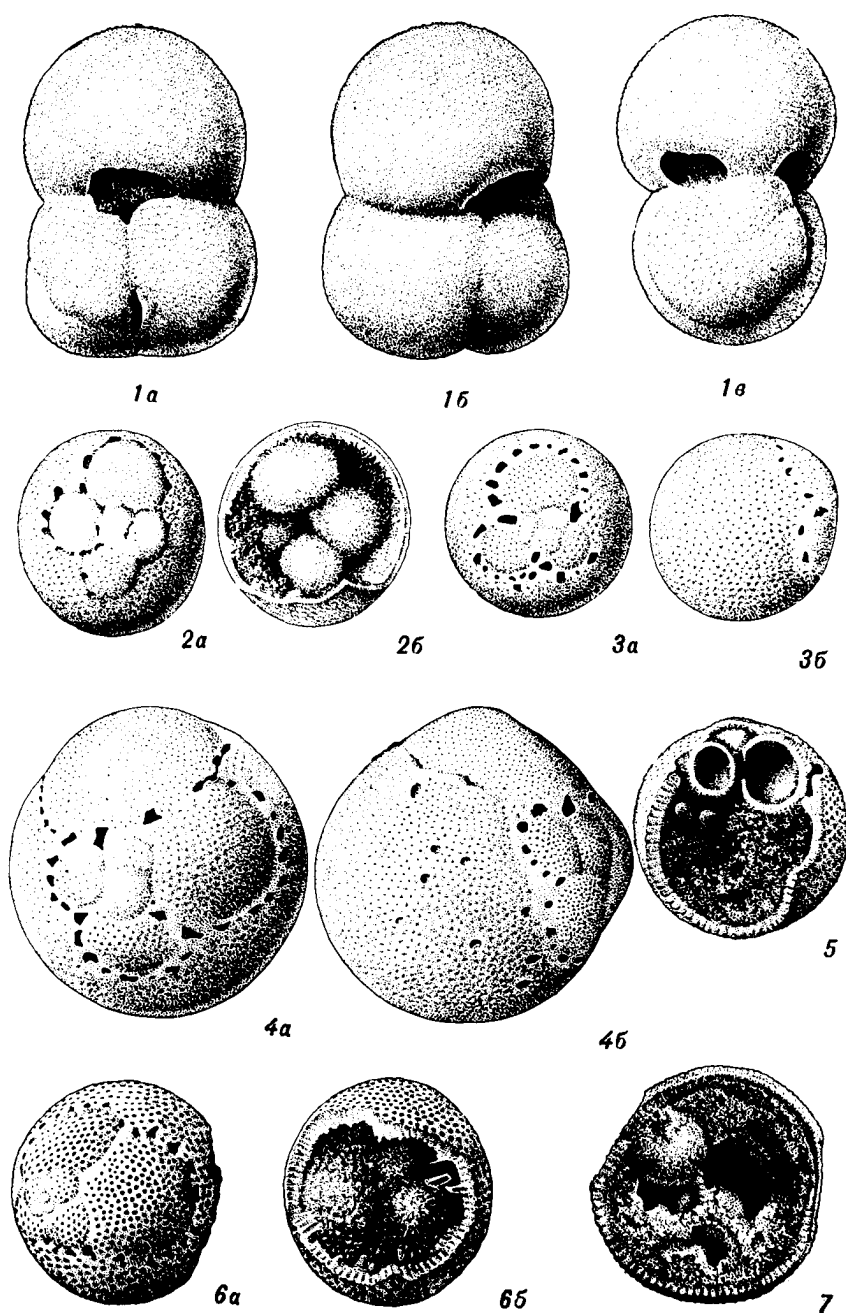


ТАБЛИЦА XIII

- Рис. 1а, б, в. *Globorotalia tetracamerata* Subbotina sp. n., × 102.
Стр. 65.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в. *Globorotalia hexacamerata* Subbotina sp. n., × 102.
Стр. 66.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 3а, б, в. *Globorotalia denseconnexa* Subbotina sp. n., × 102.
Стр. 67.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 4а, б, в. *Globorotalia denseconnexa* Subbotina sp. n., × 102.
Стр. 67.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 5а, б, в; 6а, б, в. *Globorotalia denseconnexa* Subbotina sp. n., × 102. Стр. 67.
Оригинал, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 7а, б, в. *Turborotalia bykovaе* Aisenstat sp. n., × 72. Стр. 69.
Голотип, Предкарпатье, Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б, в. *Turborotalia bykovaе* Aisenstat sp. n., × 72. Стр. 69.
Оригинал, Предкарпатье, Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 9а, б, в. *Turborotalia mayeri* (Cushman et Ellisor), × 72.
Стр. 70.
Голотип, Предкарпатье, Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 10а, б, в. *Turborotalia mayeri* (Cushman et Ellisor), × 72.
Стр. 70.
Оригинал, Предкарпатье, Богородчаны, богородчанская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).

Таблица XIII

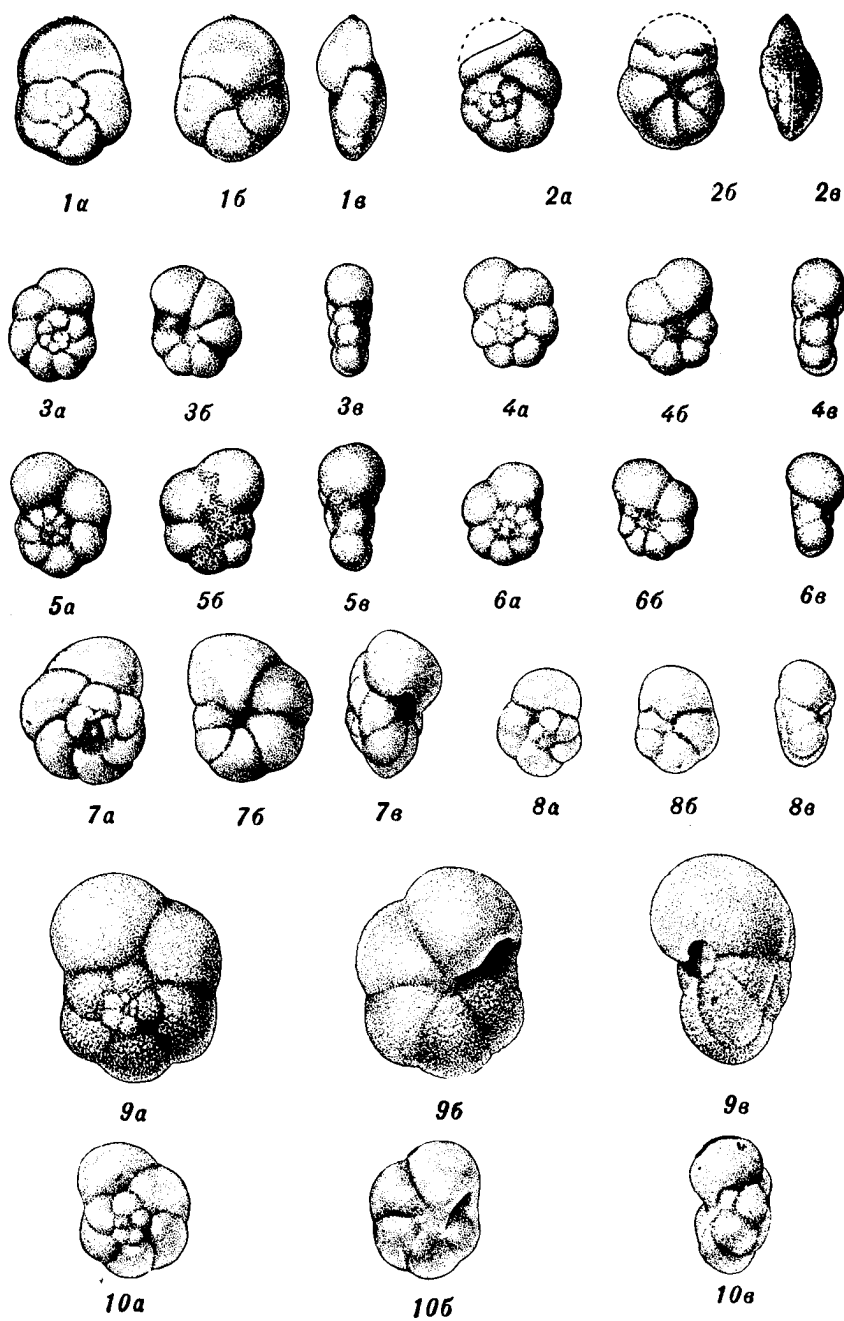
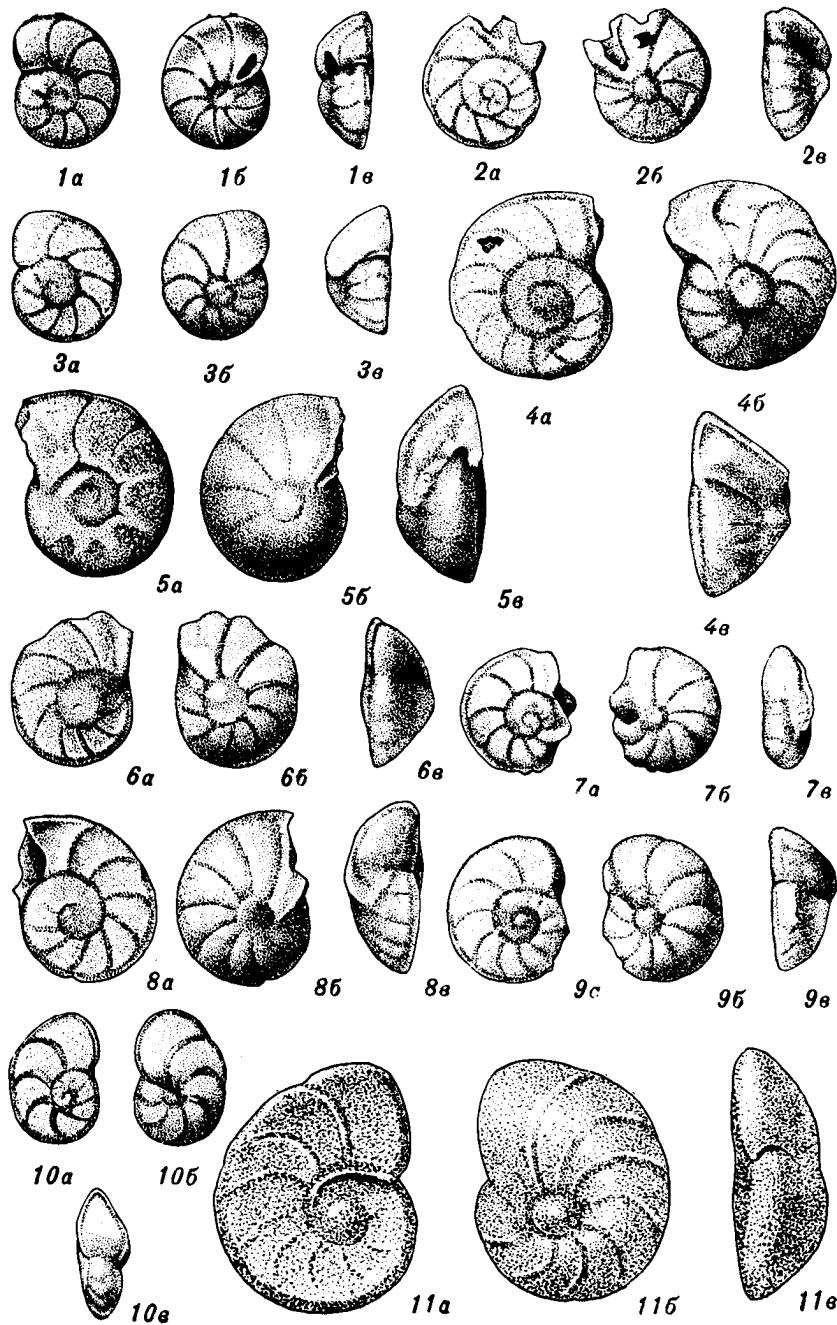


ТАБЛИЦА XIV

- Рис. 1а, б, в. *Cibicides (Cibicidoides) bortslavensis* Aisenstat, × 102.
Стр. 42.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в; 3а, б, в; 4а, б, в; 5а, б, в. *Cibicides (Cibicidoides) bortslavensis* Aisenstat, × 102. Стр. 42.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 6а, б, в; 7а, б, в; 8а, б, в; 9а, б, в. *Cibicides (Cibicidoides) bortslavensis* Aisenstat, × 102. Стр. 42.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 10а, б, в. *Cibicides (Cibicidoides) sigmoidalis* Subbotina, × 102.
Стр. 44.
Голотип, Предкарпатье, р. Великий Лукавец, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 11а, б, в. *Cibicides (Cibicidoides) abnormis* Pischvanova, × 102.
Рис. 44.
Оригинал, Предкарпатье, с. Гавриловка, стебникская свита (средний миоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).

Таблица XIV



Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

1960 г.

Труды ВНИГРИ

Выпуск 153

Микрофауна СССР, сборник XI

Н. Н. Субботина

**МИКРОФАУНА ОЛИГОЦЕНОВЫХ
И МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
Р. ВОРОТЫЩЕ (ПРЕДКАРПАТЬЕ)**

ВВЕДЕНИЕ

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья изучается уже несколько лет. Вначале существовало мнение, что ее в этих отложениях почти совсем нет. Затем, по мере развертывания исследований, это мнение менялось. С каждым годом стали находить все больше и больше микрофауны. И от представления, что она, ввиду ее очень редкой встречаемости, совсем не годится для стратиграфических целей, перешли к ожиданиям, что в основном лишь она одна поможет расчленить мощные осадочные толщи соленосных, подсоленосных и надсоленосных отложений, отвечающих олигоценовым (частично) и нижнемиоценовым отложениям. Действительно, большая мощность, однообразный литологический состав, отсутствие крупных ископаемых, т. е. макрофауны, сложное тектоническое строение и недостаточно хорошая обнаженность, не способствовали быстрому успеху в расчленении этих отложений обычным путем, основанным на полевых наблюдениях.

Надежды на микрофауну подкреплялись еще и получением все более и более полных и отчетливых данных о вполне определенной закономерности в распределении ее в изучаемых разрезах. Для каждой серии и каждой свиты была дана автором (1951, 1952) совместно с Л. С. Пишвановой, микропалеонтологическая характеристика.

Кроме того, микрофауна поляницкой свиты и данные о ее геологическом возрасте были получены Е. В. Мятлюк (1950) и М. Я. Серовой (1955). Последняя занималась также и микрофауной из вышележащих соленосных отложений (Серова, 1955).

Установленная по микрофауне в 1951 г. стратиграфическая схема по р. Воротыще в северо-западной части Предкарпатья и по р. Лукавцу в юго-восточной его части была проверена и подтвердилась работами автора совместно с Л. С. Пишвановой в 1952. г. по многим разрезам.

Однако, несмотря на последовательное получение все лучших и лучших результатов, практическая ценность микропалеонтологических работ для возможно более дробного расчленения названных отложений оставалась недостаточной. Если отдельные свиты и получили микрофаунистическую характеристику, то в пределах каждой из них микропалеонтологически охарактеризованных подразделений установить все еще не удавалось.

Проанализировав причины неудач в этом отношении, мы пришли к заключению, что, возможно, сказалось недостаточно детальное исследование разрезов и что для данных отложений, ввиду их малой насыщенности микрофауной, требуется несколько иная методика работы. Решено было повторить изучение ранее исследованных разрезов, применив предельно детальный анализ всех толщ в комплексе и в тесном контакте с другими видами исследований, а именно с петрографическими, палеоботаническими и геохимическими.

Предполагалось в итоге всестороннего изучения дать полную и научно-обоснованную схему геологического строения олигоценовых и нижнемиоценовых отложений всего Предкарпатья. Однако в связи с переходом многих сотрудников ВНИГРИ, и в том числе и автора данной работы на другую тематику пришлось обработать лишь материалы, относящиеся к поляницкой и воротыщенской свитам из сборов одного летнего сезона 1953 г. по р. Воротыще Драгобычской области в районе г. Трускавца и по р. Слонице в районе селения Стебник. Предполагавшаяся комплексность не могла быть осуществлена в силу тех же обстоятельств.

Следует отметить, что при отборе материала в полевой обстановке был строго соблюден ряд принятых условий, главные из них следующие.

1. Обязательное опробование всех без исключения пластов, даже самых незначительных по мощности, соляной кислотой, с тем чтобы не пропустить известковистые разности для исследования их в лабораторной обстановке. Известно, что фораминиферы чаще обнаруживаются в известковистых породах, чем в не известковистых.

2. Тщательная очистка всех отбиравшихся образцов, вплоть до срезания наружной корки на несколько миллиметров, с тем чтобы исключить всякий привнос постороннего материала.

3. Тщательное разделение образцов по различным литологическим разностям с целью выяснения, существует или нет связь между определенными органическими остатками и определенными видами пород.

4. Отбор больших по объему образцов, от пятисот граммов до одного килограмма, чтобы получить возможно больше микрофауны.

Вся микрофауна как в поляницкой, так и в вортыщенских свитах представлена формами очень мелких размеров. Исключением являются переотложенные меловые и палеогеновые фораминиферы, которые пришлось отбрасывать при стратиграфических построениях, полагая, что с ними нужно считаться лишь только при изучении источников и направления сноса материала. Последнее же не входило в задачу автора.

Переотложенные фораминиферы были приурочены преимущественно к песчанистым пластам поляницкой и нижневортыщенской свит. В глинистых слоях они играли подчиненную роль. В верхневортыщенской свите переотложенных фораминифер было мало.

Из фораминифер в основном встречались известковистые формы, песчанистые были немногочисленны.

По сравнению с ранее полученными результатами, данная работа позволила установить значительно большее скопление фораминифер в поляницкой и нижневортыщенской свитах и открыть разнообразные остатки других микроорганизмов — радиолярий, спикул губок и др. — в верхневортыщенской свите. Поляницкую и нижневортыщенскую свиты удалось расчленить на две части каждую.

Заслуживает упоминания находка представителей рода *Arenobulimina*, так как этот типично верхнемеловой род очень редко упоминается среди третичных фораминифер. В миоценовых отложениях СССР находок этого рода до сих пор не было.

Ввиду отсутствия опубликованных палеонтологических материалов по верхневортыщенской свите почти все найденные микроорганизмы описаны и зарисованы даже в тех случаях, когда они были встречены в одном экземпляре, и даже если до вида их определить не удалось.

Определение радиолярий произведено при консультации ст. научного сотрудника ВСЕГЕИ Р. Х. Липман, которой автор выражает свою глубокую благодарность.

В работе принимала участие в качестве помощника по сбору и обработке материала молодой специалист, сотрудник Укр. ВНИГНИ Н. И. Иванец, а в оформлении рукописи — мл. научный сотрудник ВНИГРИ К. И. Ратновская. Рисунки фораминифер выполнены в основном художником Н. А. Ипатовцевым.

КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ ОЛИГОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (р. ВОРТЫЩЕ И р. СЛОНИЦА)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Отложения олигоцена (изученные нами частично) и нижнего миоцена в Восточных Карпатах представлены мощной толщей осадков (около 2000 м), простирающихся с северо-запада, почти

от польской границы, на юго-восток до румынской границы в виде узкой полосы шириной до 10—15 км. Эта полоса по тектоническому делению относится к предкарпатскому предгорному прогибу, граничащему, с одной стороны, с западным краем Русской платформы, с другой — со складчатыми Карпатами.

Как выше отмечено, характерные особенности этих отложений заключаются в однообразном литологическом составе слагающих их пород, полном отсутствии остатков крупных ископаемых и недостаточно хорошей обнаженности. В этом отношении разрез по р. Вортыще и по ее продолжению — по р. Слонице, является одним из лучших в северо-западной части прогиба.

Исследованные отложения представлены в основном вортыщенскими свитами. Кроме того, изучены подстилающие отложения поляницкой свиты.

Начнем рассмотрение исследованных нами отложений снизу вверх.

Поляницкая свита

Поляницкая свита в северо-западной части Предкарпатья, по р. Тысьменице, наиболее близкой к изученному нами разрезу, достигает 900 м мощности. По р. Вортыще она представлена только своей самой верхней частью. Нижняя часть не обнажена. Вообще же между подстилающей верхней менилитовой свитой и поляницкой свитой перерыва не отмечается, и в осадконакоплении наблюдается постепенный переход (Голубков, 1953).

Литологически поляницкая свита по р. Вортыще выражена, так же как и в других разрезах, серыми, местами коричневыми, известковистыми, слоистыми, слюдистыми глинами, часто переслаивающимися с кварцевыми песчаниками различной мощности, местами с аргиллитами, алевролитами и алевропелитами. В отличие от менилитовой свиты, почти все литологические разности известковистые, и при выветривании не распадаются на тонкие и мелкие листочки, как породы менилитовой свиты. При размачивании в воде, для последующего извлечения из них микрофауны, их приходилось сильно разминать, а затем непременно кипятить.

В поляницкой свите по р. Вортыще нами было отобрано для микропалеонтологических исследований 35 образцов. Все они оказались с микрофауной, представленной почти исключительно фораминиферами. В одном образце были отмечены единичные спикулы губок и в одном — также единичные мелкие шаровидные тельца, возможно, относящиеся к цистам мутчатых водорослей (Андрусов (1887).

Из фораминифер обнаружены как находящиеся в первичном залегании, так и переотложенные. Из первых найдены исключительно известковистые формы, тонкостенные, очень мелкие,

в громадном большинстве случаев гладкие, не скульптурованные. В наибольшем скоплении они найдены в глинах, где почти совсем нет или очень мало переотложенных форм. В песчаниках же первично залегающих форм было мало, и главное они были плохо заметны среди одновременно с ними встречающихся, подчас в большом скоплении, переотложенных меловых и палеогеновых форм.

Список всей найденной микрофауны и ее распределение, по исследованной толще показано в табл. 1*.

Кроме перечисленной в списке микрофауны, в исследованных отложениях обнаружены единичные зубы рыб, единичные, по-видимому, ископаемые диатомовые водоросли, а также оставшиеся пока без определения бобовидные тельца и мелкие шаровидные тельца.

Отложения поляницкой свиты в исследованном разрезе относятся нами к нижней части ** зоны с мелкими пелагическими фораминиферами. Пелагические фораминиферы, т. е. гюмбелины (*Gumbelina*), глобигерины (*Globigerina*), глобигеринеллы (*Globigerinella*), кассигеринеллы (*Cassigerinella*), глобороталии (*Globorotalia*) и акаринины (*Acarinina*), встречаются в значительно большем скоплении, чем все остальные, т. е. бентические.

Наше представление о микрофауне поляницкой свиты очень близко к представлению Е. В. Мятлюк (1955), изучавшей ее из разрезов по с. Ясенице-Сольной, р. Чечве и Радычев.

По соотношению количества экземпляров, которыми представлены различные виды, исследованная нами часть поляницкой свиты расчленяется на две подзоны — нижнюю и верхнюю. В низах верхней подзоны выделяется еще пачка переходных слоев.

Нижняя подзона, названная нами подзоной с *Globigerina pseudoedita*, характеризуется преимущественным скоплением, по сравнению с верхней подзоной, нонионид, багателл, кассигеринелл, а главное, глобигерин, особенно представителей *Globigerina pseudoedita* Subotina, именем которой, поэтому, и названа эта подзона. Кроме того, наблюдается несколько меньшее, чем в верхней подзоне, количество акаринин и аномалин. Из видов, приуроченных только к этой подзоне, можно назвать немногих, в первую очередь нескольких еще пока плохо изученных боливин.

Верхняя подзона, названная нами подзоной с *Globorotalia denseconnexa*, характеризуется почти полным исчезновением или совсем мало заметным скоплением нонионид, некоторых боливин и некоторых акаринин. В отдельных пластах здесь значительно

* Здесь, так же как и в других таблицах, помещены виды, находящиеся in situ.

** К верхней части этой зоны относятся отложения нижневоротыщенской свиты.

Таблица 1

Микрофауна полянической свиты (олигоцен)

Семейство	Вид
	Ф о р а м и н и ф е р ы
Lagenidae	<i>Siphonodosaria</i> aff. <i>exilis</i> (Neugeboren) <i>S. inexculta</i> sp. n. <i>S. stricticollum</i> sp. n.
Polymorphinidae	<i>Guttulina</i> sp.
Discorbiidae	<i>Valvulineria ignorabilis</i> sp. n. <i>Cancris miserandus</i> sp. n. <i>Gyroldina</i> aff. <i>soldanii</i> Orb. <i>G. marina</i> Pischvanova <i>Eponides binominatus</i> Subbotina** <i>E. octocameratus</i> Subbotina**
Siphoninidae	<i>Siphonina</i> sp.
Alabaminidae	<i>Alabamina typica</i> sp. n.
Asterigerinidae	<i>Asterigerina planorbis</i> (Orb.)
Anomalinidae	<i>Cibicides (Cibicidoides) borislavensis</i> Aisenstat <i>C. (Cibicidoides) sigmoidalis</i> Subbotina
Nonionidae	<i>Nonion postgraniferus</i> sp. n. <i>Florilus vitriumbonatus</i> sp. n. <i>F. aff. boueanus</i> (Orb.) <i>Melonis praevius</i> sp. n. <i>Astrononion</i> sp.
Globigerinidae	<i>Globigerina brevispira</i> Subbotina** <i>G. pseudoedita</i> Subbotina** <i>Globigerinella evoluta</i> Subbotina** <i>G. praemicra</i> Subbotina** <i>Cassigerinella globolocula</i> L. Ivanova <i>Orbulina</i> sp. (мелкая)
Globorotaliidae	<i>Globorotalia tetracamerata</i> Subbotina** <i>G. denseconnexa</i> Subbotina** <i>Acarinina inaequiconica</i> sp. n.
Rotaliidae	<i>Streblus alius</i> sp. n.
Elphidiidae	<i>Elphidium</i> sp.

** Публикуются в первой статье данного сборника как новые виды.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыце 163

Продолжение табл. I

Семейство	Вид
Buliminidae	<i>Buliminella rara</i> Pischvanova** <i>Baggatella divulgata</i> sp. n. <i>B. latiaperta</i> sp. n. <i>B. altiuscula</i> Subbotina <i>Entosolenia</i> sp. <i>Reussella</i> sp. <i>Caucasina tenebricosa</i> Pischvanova <i>Uvigerinella hybridica</i> sp. n. <i>Angulogerina</i> sp.
Cassidulinidae	<i>Cassidulina convexilocula</i> sp. n.
Bolivinitidae	<i>Bolivina dentelata</i> sp. n. <i>B. spathulata</i> Williamson <i>B. ex gr. dilatata</i> (Reuss) <i>B. subdilatata</i> Pischvanova** <i>B. hebs</i> Macfadyen <i>B. angusta</i> Pischvanova** <i>B. aff arta</i> Macfadyen <i>B. carnata</i> var. <i>carnata</i> sp. et var. n. <i>B. carnata</i> var. <i>complanata</i> sp. et var. n. <i>B. aenariensisformis</i> Mjatluk sp. n. <i>Bolivinita cuneolus</i> sp. n.
Heterohelcidae	<i>Gümbelina gracillima</i> (Andreae) <i>G. plana</i> L. Ivanova** <i>G. pseudostriata</i> L. Ivanova** <i>Gümbelitria</i> sp.

Губки

Кремневые губки из группы Lithistida:

- а) Тонкие свободные мегасклеры
- б) Тонкие десмы с намечающимися вздутиями и утолщениями на концах.

** Публикуются в первой статье данного сборника как новые виды.

меньше гюмбелин. Однако по сравнению с нижней подзоной, здесь наблюдается появление ранее неизвестных булимин, заметное скопление гюмбелитрий и представителей рода *Eponides*, а также присутствие сравнительно большого количества багателл (*Baggatella divulgata* sp. n., *B. altiuscula* Subbotina, *B. latia-perta* sp. n.) и рейсселл. Наблюдается значительно большее количество глобороталиид, особенно *Globorotalia denseconnexa* Subbotina, по имени которой названа подзона.

Существенной особенностью верхней подзоны является постоянное присутствие переотложенных фораминифер верхнемелового и палеогенового возраста.

Поляницкое время по сравнению с более ранним временем, т. е. с верхнеэоценовым, знаменуется появлением очень большого количества других видов, и даже других родов фораминифер. Однако имеются и общие виды с верхнеэоценовыми, продолжавшие свое существование в поляницкое время. К таким видам относятся часто встречающаяся *Bolivina aenariensisformis* Majaljuk, *Gyroidina soldanii* Orbigny и некоторые другие. Кроме того, некоторые виды очень тесно связаны со своими эоценовыми предками, такие как представители рода *Baggatella* и, возможно, некоторые акаринины и аномалиниды, особенно представители *Cibicides (Cibicides) borislavensis* Aisenstat.

Существовало мнение, что все эоценовые виды находятся в поляницкой свите в переотложенном состоянии и что в поляницкое время шел размыв нижележащих отложений. Однако, по-видимому, больше данных, что эти виды, возникнув в эоцене (попельское время), продолжали существовать в олигоцене и даже в нижнем миоцене и, следовательно, своим присутствием не свидетельствуют о наличии размыва нижележащих отложений. О том, что эти виды не переотложены, также свидетельствуют меньшие размеры их раковины по сравнению с размерами, наблюдаемыми в эоценовых отложениях. Можно было бы связать этот признак с наличием сортировки материала, сопутствующей размыву. Но надо иметь в виду, что из обильного палеогенового комплекса в исследованных нами отложениях встречаются всегда одни и те же виды, при этом далеко не все они относятся к наиболее широко распространенным и обильно представленным.

При размыве же всегда сохраняются наиболее обильно представленные формы. Здесь же как раз наиболее обильно представленные в эоценовое время виды, т. е. песчанистые и пелагические, совсем не попадают.

Поляницкое время знаменуется, по данным изучения микрофауны, большим изменением биомической обстановки Предкарпатского бассейна. Вероятно, в это время началось уже засоление, продолжавшееся затем в ворытченское время, где оно достигло своего максимума, и захватившее затем стебникское

время. Возможно, что повышенное содержание солей и привело к развитию, во-первых, мелкорослых фораминифер и, во-вторых, к большому скоплению пелагических форм. Развитию бентических форм, вероятно, мешали выпадавшие в определенных участках на дне бассейна соли. Поэтому бентические формы распространены по пластам и внутри одного и того же пласта значительно менее закономерно, чем пелагические; то их сравнительно много, то совсем нет. Пелагические же фораминиферы встречаются всегда в более или менее определенном количестве, которое может плавно увеличиваться, то уменьшаться, но без резких скачков, как наблюдается иногда в отношении бентических форм.

По геологическому возрасту поляницкая свита, как уже нами раньше указывалось (1955), относится к олигоцену. К этому выводу приводит сравнение поляницкой микрофауны с хорошо известной микрофауной хадумского горизонта Северного Кавказа (Субботина, 1938).

К олигоцену же относят поляницкую свиту и другие палеонтологи (Мятлюк, Серова, 1955), также изучавшие микрофауну этой свиты.

Нижневоротыщенская свита

Отложения нижневоротыщенской свиты представлены глинами серого, стального-серого и голубовато-серого цвета (иногда глины сиреневатые и коричневатые) по большей части известковистыми, часто песчанистыми и слюдястыми, с известковистыми прослоями серых алевролитов и мелкозернистых кварцевых, иногда ржаво-бурых, ожелезненных гидроокислами железа песчаников и, реже, рыхлых песков. Иногда в верхних горизонтах свиты песчаники интенсивно окрашены в зеленый цвет, благодаря большому скоплению глауконита. Мощность песчанистых прослоев обычно составляет 1—5 см, реже до 50 см. Кроме прослоев песчаников, в глинах встречаются линзы песка. Глины в большинстве случаев бесструктурные, пластичные, брекчиевидные, с включениями многочисленных мелких многоугольных обломков аргиллитоподобных коричневатых глин и мелких же обломков, размерами, от гречневого зерна до грецкого ореха, мелкозернистого серого и зеленовато-серого песчаника, распадающегося на тонкие, миллиметровой толщины, плитки. В песчаниках попадает много мелких углистых черных точечных образований. В глинах имеются черные, типа углистых, примазки по трещинам.

В более верхних горизонтах нижневоротыщенской свиты часто попадаются кристаллы и стяжения гипса. Глины нижневоротыщенской свиты, при выделении из них микрофауны, очень хорошо размокали в воде, иногда даже не требовалось предварительного их кипячения.

Из нижневоротыщенской свиты по р. Воротыще на изучение микрофауны нами отобрано 50 образцов. Все они оказались с микрофауной, представленной преимущественно фораминиферами. Кроме них в одном образце обнаружены радиолярии, в трех образцах немногочисленные спикеры губок, в одном образце обломок иглы морского ежа. В очень небольшом количестве обнаружены мелкие полые известковистые шаровидные тельца с маленьким округлым отверстием, напоминающие цисты ацикулярий (мутовчатые водоросли) и полые непрободенные тельца бобовидной формы, — по-видимому, губки.

В общем микрофауна нижневоротыщенской свиты более разнообразна, чем поляницкой, и, пожалуй, ее больше — по числу экземпляров каждого вида, если рассматривать суммарно находки в каждом образце, но по основному видовому составу она очень близка к микрофауне поляницкой свиты.

Из фораминифер обнаружены как виды, находящиеся в первичном залегании, так и переотложенные. Последние для стратиграфических подразделений нами не приняты во внимание. Из находящихся *in situ*, так же как в поляницкой свите, встречаются в основном известковистые тонкостенные очень мелкие формы, гладкие, не скульптурованные. В отличие от поляницкой свиты, в нижневоротыщенской свите найдены в нескольких образцах немногочисленные песчаные фораминиферы, главным образом из семейства *Ammodiscidae*.

Первично залегающая микрофауна обнаружена, так же как и в поляницкой свите, главным образом в глинах. Во всяком случае, в глинах ее было значительно больше, чем в песчаниках. Зато в песчаниках встречались, иногда в большом количестве, переотложенные меловые и палеогеновые фораминиферы.

По микрофауне нижневоротыщенская свита р. Воротыще, так же как и поляницкая, делится на две подзоны: нижнюю и верхнюю. В нижней подзоне выделяются переходные слои к верхней подзоне. Они характеризуются в основном заметным обеднением комплекса фораминифер по сравнению с обнаруженным в нижней подзоне. Особенно заметно это обеднение сказывается на боливинах, эпонидесах, глобигеринах и цибидидесах. Некоторые же виды, как *Anomalina affinis* и другие, оказались приуроченными только к переходным слоям.

Список всех найденных фораминифер и другой микрофауны см. в табл. 2.

Кроме перечисленной выше микрофауны, найдены иглы морских ежей, цисты ацикулярий (?), бобовидные тельца.

Нижняя подзона нижневоротыщенской свиты характеризуется большим скоплением фораминифер, представленных следующими группами: немногочисленные песчаные формы (*Ammodiscus*, *Glomospira*, *Spiroplectamina*), обильные гюмбелины, много-

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 167

Таблица 2.

Микрофауна нижневортыщенской свиты (олигоцен)

Семейство	Вид
Ф о р а м и н и ф е р ы	
Ammodiscidae	<i>Ammodiscus tenuiculus</i> sp. n.
Textulariidae	<i>Spiroplectammina angustilocula</i> sp. n.
Lagenidae	<i>Nodosaria</i> sp. <i>Fronicularia</i> sp.
Polymorphinidae	<i>Guttulina</i> sp.
Discorbiidae	<i>Gyroidina marina</i> P i s c h v a n o v a <i>Eponides binominatus</i> S u b b o t i n a ** <i>E. alabaminaeformis</i> sp. n.
Siphoninidae	<i>Siphonina</i> sp.
Alabaminidae	<i>Alabamina typica</i> sp. n.
Asterigerinidae	<i>Asterigerina planorbis</i> (O r b.) <i>A. falcilocularis</i> sp. n.
Anomalinidae	<i>Cibicides (Cibicidoides) bortsilavensis</i> A i s e n - s t a t <i>C. (Cibicidoides) sigmoidalis</i> S u b b o t i n a
Nonionidae	<i>Nonion postgraniferus</i> sp. n. <i>Florilus</i> aff. <i>boueanus</i> (O r b.) <i>Melonis praevius</i> sp. n.
Globigerinidae	<i>Globigerina brevispira</i> S u b b o t i n a ** <i>G. pseudoedita</i> S u b b o t i n a ** <i>Globigerinella evoluta</i> S u b b o t i n a ** <i>G. praemiera</i> S u b b o t i n a ** <i>Cassigerinella globolocola</i> L. I v a n o v a <i>Orbulina</i> sp. (мелкая)
Globorotaliidae	<i>Globorotalia tetracamerata</i> S u b b o t i n a ** <i>G. hexacamerata</i> S u b b o t i n a ** <i>G. denseconnexa</i> S u b b o t i n a ** <i>Acarinina inaequiconica</i> sp. n.
Rotaliidae	<i>Streblus alius</i> sp. n.
Elphidiidae	<i>Elphidium</i> sp.

** Публикуются в первой статье данного сборника как новые виды.

Продолжение табл. 2

Семейство	Вид
Buliminidae	<i>Buliminella rara</i> Pischvanova**
	<i>B. elegantissima</i> (Orb.)
	<i>Baggatella divulgata</i> sp. n.
	<i>B. latiaperta</i> sp. n.
	<i>B. altiuscula</i> Subbotina
	<i>Entosolenia</i> sp.
	<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)
	<i>R. regularis</i> sp. n.
	<i>Caucasina tenebricosa</i> Pischvanova
	<i>Uvigerinella hybridica</i> sp. n.
Cassidulinidae	<i>Angulogerina</i> sp. (крупная, ребристая)
	<i>Cassidulina globosa</i> Hantken
	<i>C. subglobosa</i> Brady
	<i>C. margareta</i> Karer
Bolivinitidae	<i>Cassidulinoides</i> sp.
	<i>Bolivinitoides</i> sp.
	<i>Bolivina subdilata</i> Pischvanova**
	<i>B. aff. arta</i> Macfadyen
	<i>B. miocenica</i> Macfadyen
	<i>B. aenariensisformis</i> Mjatluk sp. n.
	<i>B. angusta</i> Pischvanova**
	<i>B. scalprata</i> (Schwager)
	<i>B. sp.</i> (типа <i>B. beyrichi</i> Reuss)
	<i>B. sp.</i> (типа <i>B. plaita</i> Carsey)
Heteroheliciidae	<i>Bolivinita cuneolus</i> sp. n.
	<i>Gümbelina gracillima</i> (Andreae)
	<i>G. plana</i> L. Ivanova**
	<i>Gümbelitria</i> sp.

Губки

Кремневые губки из группы Lithistida:

- а) Тонкие свободные мегасклеры
- б) Тонкие десмы с намечающимися вздутиями и утолщениями на концах.

** Публикуются в первой статье данного сборника как новые виды.

численные, в отношении некоторых видов, и разнообразные булимиды, а также заметные по количеству экземпляров некоторых видов роталииды. Из булимид заслуживают упоминания багателлы, постоянно встречающиеся в нижней подзоне, хотя и представленные меньшим количеством видов и экземпляров, чем в поляницкой свите. Кроме того, весьма заметны здесь, благодаря появлению и распространению в сравнительно большом количестве, различные астеригерины. Глобигерины представлены почти так же, как и в поляницкой свите, но наблюдается постепенное убывание их снизу вверх. То же самое следует отметить и в отношении кассигеринелл, глобигеринелл и акаринин, хотя среди акаринин и отмечается появление новых видов, ранее не обнаруженных (*A.* типа *crassata* и типа *intermedia*). Наблюдается большое скопление представителей *Cibicides* (*Cibicoides*) *borislavensis*, которые особенно часто встречаются в нижних горизонтах нижней подзоны нижневоротыщенской свиты.

К наиболее характерным видам нижней подзоны нижневоротыщенской свиты относятся представители родов *Bolivinita*, *Asterigerina*, а также *Acarinina* типа *crassata* и типа *intermedia*. Однако они имеют стратиграфическое значение в комплексе с остальными видами и только вместе с ними позволяют выделить нижнюю подзону нижневоротыщенской свиты от подстилающих и перекрывающих ее слоев.

Кроме фораминифер, находящихся здесь в первичном залегании, отмечаются переотложенные виды из верхнемеловых и эоценовых отложений. Количество их относительно большое, но по сравнению с поляницкой свитой их заметно меньше.

Верхняя подзона нижневоротыщенской свиты характеризуется обедненным комплексом фораминифер. Здесь присутствуют гюмбелины, боливины, эпонидесы, глобигерины, глобигеринеллы, кассигеринеллы, глобороталии, акаринины и цибидесы.

Кроме фораминифер, находящихся в первичном залегании, отмечается постоянное присутствие в небольшом количестве переотложенных видов из меловых и эоценовых отложений.

В общем верхнюю подзону нижневоротыщенской свиты по количеству встреченных фораминифер можно считать подзоной обедненного нижневоротыщенского комплекса. Заметно отсутствие здесь многих групп. Не найдены песчанистые фораминиферы, а из известковистых не обнаружены рейсселлы, боливины, багателлы, астеригерины, кассидулины и др.

Обедненный состав видов хорошо характеризует выделенные слои.

Нижневоротыщенскую свиту по р. Вортыще можно рассматривать как верхнюю часть зоны мелких пелагических фораминифер, представленную двумя подзонами — нижней с мелкими акарининами и различными астеригеринами и верхней с обедненным нижневоротыщенским комплексом фораминифер.

Загорская свита

Эта свита сложена темными известковистыми и известковистыми глинами и различными песчаниками. Местами она частично или полностью выражена конгломератами. По правому притоку р. Вортыще, называемому Зрубань, имеется прекрасное обнажение загорской свиты, сложенное обломками экзотических пород, плохо отсортированными по величине и беспорядочно ориентированными. Обломки мелких и средних размеров имеют в поперечнике от 2 мм до 20 см. Крупные представляют собой глыбы до 1 м. Между обломками находится мелкий песчаный материал из тех же пород. Глинистый цемент отсутствует.

По данным петрографа О. Ф. Ткаченко, различаются преобладающие по количеству остроугольные, совсем не окатанные и более или менее сильно окатанные зеленые и вишнево-красные филиты, составляющие примерно половину общего количества обломков.

Обломки песчаников составляют 15—20% от общего количества материала, слагающего конгломерат. По большей части они наиболее крупные по сравнению с другими породами, достигая в среднем 20 см в поперечнике и больше. Среди них очень много угловатых слабо окатанных разностей. В большинстве случаев обломки песчаников зеленовато-серого цвета, иногда слюдистые, мелко- и среднезернистые. Попадаются довольно часто (примерно 10%) угловатые и полуокатанные обломки алевролитов зеленовато-серого цвета. Очень редко наблюдаются угловатые обломки палеозойских полимиктовых конгломератов, сцементированных кварцем. Так же редко попадают кремневые и белые обломки известняка типа штрамбергского и известняковых конкреций. Встречаются очень мелкие (1—2 см в поперечнике) обломки кремния желтоватого цвета и остроугольные кусочки кварца молочно-белого цвета (до 2 см в поперечнике).

Из глинистых разностей нами исследовано 25 образцов.

В породах, слагающих конгломераты, микрофауна не обнаружена. В глинах же загорской свиты обнаружены немногочисленные примитивные песчаные фораминиферы (*Rhabdammina lineariformis* Mjatluk sp. n. и *Glomospira inconsueta* sp. n.), неопределимые из-за плохой сохранности радиолярии, шаровидные тельца, напоминающие цисты муточных водорослей (*Acicularia*) и довольно обильные скелетные образования губок из группы *Lithistida*. Находки спикул губок в глинах обеих воротыщенских свит и в загорской свите отмечались многими авторами, но большого значения для стратиграфических целей им никто не придавал, считая, что они не могут служить хорошими объектами для палеонтологической характеристики какой-нибудь из них. Однако уже самое беглое знакомство со спикулами, извлеченными из

пород нижневоротыщенской, загорской и верхневоротыщенской свит, показало нам, что в отложениях нижневоротыщенской свиты спикеры губок имеют другой облик, чем спикеры из загорской, и что по количеству спикер загорская свита отличается от верхневоротыщенской. Оказалось, что в нижневоротыщенской свите, так же, как и в поляницкой, встречаются исключительно мелкие и тонкие свободные спикеры и тонкие же десмы. В загорской свите встречаются различные спикеры, но в большом скоплении преимущественно довольно крупные четырехлучевые спикеры (трианы) молочно-белого цвета. Особенно заметным признаком их является большая, по сравнению со спикерами нижневоротыщенской свиты толщина основного стержня. В верхневоротыщенской свите встречаются различные спикеры, как мелкие и тонкие, так и крупные и толстые, причем попадаются как свободные, так и срощенные. Вероятно, в дальнейшем удастся точно определить все категории спикер из каждой свиты и тогда можно надеяться, что разница в комплексе спикер каждой из свит станет вполне отчетливой. Сейчас же можно утверждать, что породы загорской свиты, залегающие между пластами с конгломератами, характеризуются большим скоплением самых различных спикер, в то время как в нижневоротыщенской свите спикеры только тонкие и мелкие, а в верхневоротыщенской они главным образом крупные.

В общем, по микрофаунистическому делению, загорскую свиту в том объеме, как мы приняли по р. Вортыще (конгломераты и глины, подстилающие их и, может быть, перекрывающие их у хутора Загоруй), можно считать самостоятельной зоной, названной нами зоной губок.

Начиная с этой свиты следуют, по принятому многими авторами делению, нижнемиоценовые отложения.

Верхневоротыщенская свита

Верхневоротыщенская свита представлена глинисто-соленосной толщей, выраженной глинами с прослоями песчаников, алевролитов, гипса и солей.

Глины пластичные, преимущественно серого и зеленовато-серого цвета, часто песчаные, за редким исключением известковистые. В них обычно содержатся обломки алевролитов и часто наблюдаются пропластки и прожилки гипса с включением отдельных крупных кристаллов. Чаще всего глины имеют брекчиевидную структуру. Песчаники серые и желтовато-серые, кварцевые или полимиктовые крупнозернистые и мелкозернистые, глинистые известковистые. Алевролиты синевато-серые, часто глинистые, тонкослоистые, слюдяные. Большинство алевролитовых пластов известковистые, редкие пласты слабо известковистые.

Из отложений верхневоротыщенской свиты нами исследовано более 400 образцов.

Верхневоротыщенская свита по микрофауне (табл. 3) характеризуется очень плохо, хотя сейчас там найдено значительно больше микрофауны, чем раньше. В отдельных прослоях обнаружены песчаные фораминиферы, представленные в основном родами *Rhabdammina*, *Ammodiscus* и *Glomospira* и реже *Spiroplectammina*. Известковистых фораминифер в верхневоротыщенской свите в первичном залегании не обнаружено.

Кроме песчаных фораминифер, обнаружены радиолярии. Постоянно встречаются спикулы губок. Изредка встречаются растительные остатки, иглы морских ежей, зубы рыб, отолиты рыб, обломки остракод. В одном обнажении около селения Стебник обнаружен экземпляр мелкого спириалиса. Встречено также много микроскопических образований, природа которых пока не установлена. К ним относятся гладкие шаровидные, шиповатые шаровидные и веретеновидные тельца, бобовидные образования, обломки очень мелких трубочек и т. д.

В распределении песчаных фораминифер и радиолярий в разрезе верхневоротыщенской свиты наблюдается чередование. Бобовидные же и шаровидные тельца распространены по всей толще, за исключением сильно загипсованных пород, в которых никаких органических остатков не обнаружено.

В нижней части свиты выделяются слои, охарактеризованные большим скоплением так называемых веретеновидных телец*.

В общем в распределении органических остатков в отложениях, залегающих выше конгломератов, как будто намечаются определенные закономерности, однако требуется значительно уточнить имеющиеся данные путем дополнительного изучения материала из разреза по р. Слонице у с. Стебник, где у нас имеются большие пропуски в исследованиях.

Верхневоротыщенские слои нами отнесены к одной микрофаунистической зоне, называемой нами зоной микроорганизмов с кремневым скелетом.

Стебникская свита

Изучение стебникской свиты не входило в задачу нашего исследования, так как стебникские отложения в изученном нами разрезе обнажены очень слабо. Однако несколько образцов нами были просмотрены, поэтому приводим полученные данные.

Стебникская свита состоит из пестроцветных глин, чередующихся с песчаниками и алевролитами. Характерными признаками стебникской свиты является красноватое окрашивание, отчетливее всего выраженное в глинах. С красноватыми глинами и алевро-

* Природа их еще не установлена.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 173

Таблица 3

Микрофауна верхневортыщенской снеты (п. миоцен)

Семейство	Вид
Ф о р а м и н и ф е р ы	
Astrorhizidae	<i>Rhabdammina exilis</i> M j a t l i u k sp. n.
Saccamminidae	<i>Proteonina bucculenta</i> sp. n.
Ammodiscidae	<i>Glomospira charoides</i> (P a r k e r e t J o n e s) var. <i>charoides</i> (P a r k e r e t J o n e s) <i>G. charoides</i> (P a r k e r e t J o n e s) var. <i>mini-</i> <i>nima</i> var. n. <i>G. pileolus</i> sp. n. <i>Glomospirella gibbosa</i> sp. n. <i>Ammodiscus aequispiralis</i> sp. n.
Lituolidae	<i>Haplophragmoides quinquelocularis</i> sp. n. <i>H. rotundidorsatus</i> (H a n t k e n)
Textulariidae	<i>Spiroplectammina</i> aff. <i>spectabilis</i> (G r z y b o w s k i) <i>Textularia</i> sp.
Ataxophragmiidae	<i>Arenobulimina tertiaria</i> sp. n.
Р а д и о л я р и и	
Liosphaeridae	<i>Cenosphaera semisphaerica</i> sp. n. <i>C. sp. 1</i> <i>C. sp. 2.</i>
Stylosphaeridae	<i>Xiphostylus</i> sp.
Astrosphaeridae	<i>Spongiomma</i> sp. 1. <i>S. sp. 2.</i>
Ellipsidae	<i>Cenellipsis</i> aff. <i>elliptica</i> L i p m a n
Cenodiscidae	<i>Trochodiscus</i> sp.
Cyrtocalpidae	<i>Cyrtocalpis sacculus</i> sp. n.,
Sethocyrtidae	<i>Dictyocephalus</i> sp. <i>Dicolocapsa pupoides</i> sp. n. <i>D. bicamerata</i> sp. n. <i>D. piriformis</i> sp. n.
Lithocampidae	<i>Dictyomitra cellulata</i> sp. n. <i>D. ex gr. striata</i> L i p m a n <i>D. sp.</i> <i>Lithomitra turriiformis</i> sp. n.

литами чередуются пласты тех же литологических разностей, но окрашенные в зеленоватые и серые тона.

Глины песчанистые, известковистые, плотные, тонкослоистые, преимущественно 3—5 см мощностью. В других разрезах пласты глин достигают до 3 м.

Песчаники мелко- и среднезернистые, кварцевые и полимиктовые, мощностью 20—30 см. В нашем разрезе песчаники обнаружены в виде обломков среди глин. В других разрезах песчаники слоистые, иногда плохо отсортированные, слюдистые, по большей части известковистые.

Алевриты плотные, тонкослоистые, часто косослоистые, иногда мягкие, глинистые, кварцевые, слюдистые, известковистые.

В нашем разрезе из стебниковских отложений исследовано 7 образцов.

Обнаружены очень мелкие плохо сохранившиеся фораминиферы такого же видового состава, как в верхней части нижневоротыщенских отложений, но более обедненные видами и экземплярами каждого вида. Кроме того, найдены единичные радиоларии и неопределимые шаровидные тельца.

Предложенная нами стратиграфическая схема, составленная по данным, полученным в результате изучения микрофауны, приведена в табл. 4.

Таблица 4

Стратиграфическая схема по микрофауне поляницкой, нижневоротыщенской, загорской и верхневоротыщенской свит по рр. Вортыще и Слонице (Предкарпатье) (составила Н. Н. Субботина)

Геологический возраст	Стратиграфическое подразделение по литологическим признакам, принятое украинскими геологами в настоящее время	Расчленение по микрофауне	
Нижний миоцен	Верхневоротыщенская свита	Зона микроорганизмов с кремневым скелетом	
	Загорская свита	Зона кремневых губок	
Олигоцен	Нижневоротыщенская свита	Зона с мелкими пелагическими фораминиферами	Подзона обедненного нижневоротыщенского комплекса фораминифер
			Подзона мелких акариний и астеригерин
	Поляницкая свита		Подзона с <i>Globorotalia densiconnexa</i>
			Подзона с <i>Globigerina pseudoedita</i>

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 175

ОПИСАНИЕ ФОРАМИНИФЕР *

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Даны описания и изображения новых видов, а также видов, известных по литературным источникам, но до сих пор еще не описанных для Предкарпатья.

В нескольких случаях приведены новые данные для ранее описанных видов.

Если имелось несколько находок одного и того же вида, дано его распространение; если же имелась только одна находка, то дано местонахождение.

ОТРЯД ASTRORHIZIDA

НАДСЕМЕЙСТВО ASTRORHIZIDEA Н. В. Brady, 1881,
trans. Glaessner, 1945

Семейство ASTRORHIZIDAE Н. В. Brady, 1881

Род RHABDAMMINA M. Sars, 1869

Тип рода: *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, 1869 (без изображения). Современный, у берегов Норвегии.

Распространение. Юра — ныне. Известен в большом числе в мезозое и третичных отложениях СССР, Зап. Европы и Азии; в ордовике и третичных отложениях Америки. В географическом распространении современных представителей этого рода фактор температуры играет большую роль, чем глубина. Рабдамини обильны в сравнительно мелких водах арктических и субарктических бассейнов.

Rhabdammina lineariformis Mjatluk sp. n.

Табл. I, рис. 1

Оригинал № 5553 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, загорская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина имеет вид прямой и довольно широкой трубки одинакового диаметра во всех своих частях. Стенка толстая, составлена из более или менее хорошо отсортированных

* В работе принята новая классификация фораминифер, предложенная коллективом советских микропалеонтологов для раздела «Простейшие» к Основам палеонтологии СССР. В связи с этим пришлось сделать соответствующие перестановки в текстовой части работы, которая была закончена раньше, чем предложенная новая классификация. К сожалению, по ряду технических причин нельзя было сделать соответствующие переклейки в таблицах. Поэтому систематическая последовательность в рисунках оказалась частично нарушенной, что может несколько затруднить пользование ими.

по размерам песчинок, расположенных, однако, без особой закономерности. Часть их лежит параллельно поверхности раковины, часть же торчит перпендикулярно к ней. Устье — открытые концы трубки.

Размеры: длина 0,9 мм, ширина 0,18 мм.

От раковин этого вида, установленного Е. В. Мятлюк (1953) в палеогене восточных Карпат, отличается неправильным расположением песчинок. «Запозистый» тип стенки у палеогеновых форм не наблюдался. В основном обнаружены более мелкие экземпляры, чем палеогеновые. В остальном признаки те же.

Распространение. Встречается в глинах загорской свиты, цементирующих конгломераты Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Rhabdammina exilis M j a t l i u k sp. n.

Табл. I, рис. 2, 3

Оригиналы № 5554, 5555 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина имеет вид тонкой, не сжатой, прямой или слегка изогнутой трубки, одинакового диаметра во всех своих частях. Стенка тонкая и гибкая, составленная из мелких песчинок, расположенных без особой закономерности. Многие из них лежат под углом или перпендикулярно к поверхности раковины. Устье — открытые концы трубки.

Размеры: длина 0,2—0,25 мм, ширина 0,05—0,06 мм. Найденные нами раковины отличаются разнородностью песчинок, слагающих их стенку, тогда как для палеогеновых форм характерна, по данным Е. В. Мятлюк, однородность песчинок, прозрачных и мелких. Кроме того, наши раковины примерно вдвое мельче.

Распространение. Встречена в глинах верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Семейство SACCAMMINIDAE, Brady, 1884,
trans. Cushman, 1927

Подсемейство SACCAMMININAE Н. В. Brady, 1884

Род *PROTEONINA* Williamson, 1858

Тип рода *Proteonina fusiformis* Williamson, 1858; современный у берегов Англии.

Известен из палеозоя и мезозоя СССР, из силура Северной Америки. Современные его представители распространены в холодных водах.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 177

Protonina bucculenta * sp. n.

Табл. I, рис. 4а, б

Голотип № 5556 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина маленькая, грушевидная, с заметно вытянутым, но тем не менее все же широким устьевым концом. Свободный конец устьевой части всегда обломан. Стенка мелкопесчанистая, гладкая, плотно сцементированная.

Размеры: длина 0,20 мм, ширина 0,12 мм.

В нашем материале пока были обнаружены лишь единичные экземпляры этого вида, поэтому какие-либо сравнения не сделаны.

Распространение. Встречен в глинах верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья по р. Вортыще, около г. Трускавца.

ОТРЯД AMMODISCIDA

НАДСЕМЕЙСТВО AMMODISCIDEA R h u m b l e r, 1895,
trans. D a i n, 1959

Семейство AMMODISCIDAE R h u m b l e r, 1895

Подсемейство AMMODISCINAE R h u m b l e r, 1895, trans.
C u s h m a n, 1910

Род *GLOMOSPIRA* R z e h a k, 1888

Тип рода *Trochammia squamata* var. *gordialis* J o n e s et P a r k e r, 1860; современный, Индийский океан.

Распространение. Силур — ныне.

Glomospira inconsueta ** sp. n.

Табл. I, рис. 8

Голотип № 5705 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, загорская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина на ранних стадиях состоит из трубчатой камеры одного диаметра, во всех своих частях закрученной турбоспирально. На поздних стадиях трубка расположена поперек ранних оборотов и перекручена. Диаметр поздних оборотов примерно в два раза превышает диаметр ранних. Стенка мелкопесчанистая, гладкая, песчинки незаметны.

Размеры: диаметр 0,17 мм.

* В переводе с латинского — «большеротая», т. е. с широким устьем.

** В переводе с латинского — «необычная».

Подобное причудливое закручивание последних оборотов в разных плоскостях вокруг ранних отмечается среди палеозойских *G. diversa* Cushman et Waters (1930) из верхнепенсильванских отложений Техаса. Только пенсильванские формы в диаметре достигают 0,35 см и в ранней части закручены либо неправильно, либо в одной плоскости, но не турбоспирально.

Распространение. Встречена в единичных экземплярах в глинистом цементе конгломератов загорской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Glomospira charoides (Parker et Jones)

Табл. I, рис. 9a, б, в; 10a, б — 12a, б

К этому виду отнесены нами две разновидности, встреченные в различных горизонтах верхневортыщенской свиты, отличающиеся в основном размерами. Одной разновидности отвечают типичные особи вида. Эта разновидность названа *G. charoides* (Parker et Jones) var. *charoides* (Parker et Jones). Другая разновидность обладает всеми признаками типичных особей, но характеризуется чрезвычайно мелкими размерами. Эта разновидность названа *G. charoides* (Parker et Jones) var. *minima* var. n.

Glomospira charoides (Parker et Jones) var. *charoides*
(Parker et Jones)

Табл. I, рис. 9a, б, в; 10a, б

- 1860. *Trochammina squamata* var. *charoides* Jones and Parker. Quart. Journ. Geol. Soc., т. 16, стр. 304.
- 1862. *Trochammina charoides* Carpenter, Parker and Jones, Introd. Foram., стр. 141, табл. 2, рис. 3.
- 1928. *Glomospira charoides* White. Journ. Pal., т. 2, № 3, стр. 187, табл. 27, рис. 7.
- 1947. *Glomospira charoides* Субботина. Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии, Ленгостоптехиздат, стр. 73, табл. I, рис. 3, 4.

Оригиналы № 5560, 5561 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина состоит из неподразделенной трубки, сложенной турбоспирально в пять-шесть плотно прилегающих друг к другу оборотов. Начальная камера неотчетливая. Нижняя сторона раковины округлая, выпуклая, почти сферическая. Верхняя спиральноплоскостная сторона — уплощенная, имеющая вид аммодискуса. Устьевой конец обычно опущен ниже последнего оборота. Последний оборот значительно толще остальных, окаймляя толстым кольцом верхнюю сторону; значительно вы-

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 179

дается за общий контур раковины. Устье — открытый конец последнего оборота. Стенка мелкопесчанистая, выглядит сплошной, так как песчинки незаметны.

Размеры: Высота раковины 0,1—0,13 мм, диаметр верхней (уплощенной) стороны раковины 0,13—0,17 мм.

Обнаруженные нами формы отличались друг от друга по размерам и облику турбоспиральной части, которая бывала то расширенной около спиральноплоскостной части, то суженной. От *G. charoides* (Parker et Jones) var. *minima* var. n. отличается значительно большими размерами и более правильной формой турбоспиральной части.

Распространение. Встречена в нескольких экземплярах в глинах верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Glomospira charoides (Parker et Jones) var. *minima* var. n.

Табл. I, рис. 11а, б; 12а, б

Голотип № 5562 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5563 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина отличается малыми размерами, несколько вытянутой по оси турбоспиралью и, иногда, расширенным устьевым концом. У нее, кроме того, верхняя сторона слегка выпуклая. В остальном же она такая же, как и *G. charoides* (Parker et Jones) var. *charoides* (Parker et Jones).

Размеры: высота раковины 0,05 мм, диаметр верхней стороны 0,09 мм.

Распространение. Встречена в нескольких экземплярах в глинах верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Glomospira pileolus * sp. n.

Табл. I, рис. 13а, б, в; 14а, б, в

Голотип № 5564 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5565 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина маленькая, имеет вид круглой «шапочки», составлена из одной трубки, расположенной турбоспирально. Снизу раковина имеет вид полусферы, сверху — чашевидного углубления, окаймленного более широким, чем осталь-

* В переводе с латинского — шапочка.

ные, последним оборотом. Все более ранние обороты почти одинаковы по диаметру. Устьевой конец смыкается с начальной частью последнего оборота, налегая на него. Стенка мелкопесчанистая, гладкая, отдельные песчинки неразличимы.

Размеры: высота раковины 0,09—0,15 мм, диаметр верхней части 0,18 мм.

Изменчивыми признаками являются: высота раковины и характер чашевидного углубления, на дне которого часто выступают кверху ранние обороты.

От *G. charoides* (P a r k e r e t J o n e s) отличается более свободным соединением оборотов и характером последнего оборота, который не выдается за общий контур раковины и устьевой конец которого налегает на начальную часть последнего оборота, а не опускается ниже ее.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в нескольких экземплярах в глинах различных горизонтов верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца, и по р. Слонице, около с. Стебник.

Род *GLOMOSPIRELLA* P l u m m e r, 1945

Тип рода *Glomospira umbilicata* C u s h m a n e t W a t e r s, 1927; пенсильванская система, Техас.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Карбон — ныне. Известен в СССР, Западной Европе, Северной Америке.

Glomospirella gibbosa * sp. n.

Табл. I, рис. 15а, б, в; 16а, б, в

Голотип № 5566 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5567 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, утолщенная, состоит в основном из относительно широкой трубчатой камеры, свернутой вначале клубкообразно, а затем расположенной турбоспирально в разных параллельных одна другой плоскостях, либо же в одной плоскости. Всего в раковине насчитывается 3—4 оборота спирали. Устьевой конец несколько сдвинут к предыдущему обороту. Стенка мелкопесчанистая, гладкая, отдельные песчинки неразличимы.

Р а з м е р ы: высота 0,08—0,12 мм; диаметр 0,22—0,25 мм.

Представители этого рода пока не были известны в миоценовых отложениях СССР. Обнаруженные формы несколько напоминают

* В переводе с латинского — горбатая.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 181

палеозойских *Glomospirella umbilicata* (Cushman et Waters) из пенсильванских слоев Техаса. Только наши формы отличаются значительно меньшими размерами (примерно в четыре раза), они более мелкопесчанистые и сильно варьируют по высоте раковины.

Распространение. Встречена в нескольких пластах глин верхневоротыщенской свиты Предкарпатя, по р. Вортыще, около г. Трускавца, и по р. Слонице, около с. Стебник.

Род *AMMODISCUS* Reuss, 1861

Тип рода *Operculina incerta* Orbiguy, 1839; современный, район Канарских островов.

Распространение. Силур — ныне.

*Ammodiscus tenuiculus** sp. n.

Табл. I, рис. 5

Голотип № 5557 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, очень сильно уплощенная, представляет собой трубку, завернутую в 7—8 оборотов почти одного и того же диаметра. Устье — открытый конец трубки. Стенка мелкопесчанистая. Все песчинки хорошо заметны; видно, что они одинакового размера, плотно сцементированные друг с другом, не выступающие над поверхностью раковины.

Размеры: диаметр 0,15—0,16 мм.

Этот вид найден также в верхнеолигоценовых (майкопских) отложениях Ставропольского района (Северный Кавказ). Там обнаружены только более крупные формы: 0,20—0,27 мм в диаметре, с менее отчетливой мозаичностью стенки, благодаря тому, что песчинки сливаются в одну сплошную массу, и отдельно каждую из них различить невозможно.

Распространение. Встречен в нижневоротыщенских отложениях (олигоцен) Предкарпатя по р. Вортыще, около г. Трускавца.

*Ammodiscus aequispiralis*** sp. n.

Табл. I, рис. 6а, б; 7

Голотип № 5558 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5559 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

* В переводе с латинского — «тоненький».

** В переводе с латинского — с ровной спиралью.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, состоит из $4\frac{1}{2}$ — 5 оборотов, очень незначительно отличающихся один от другого по диаметру, два же последние оборота совсем одинаковы. Обороты отделены друг от друга очень явственными глубокими бороздчатыми пивами. Иногда бывает хорошо заметна первая шаровидная камера. Устье — открытый конец трубки. Стенка тонкая, мелкопесчанистая, гладкая или очень слабо шероховатая, очень гибкая, благодаря чему все раковины в той или иной степени деформированы.

Р а з м е р ы: диаметр 0,25 мм, толщина 0,06 мм.

По числу оборотов и по их почти одинаковому диаметру наиболее близким видом является *A. finlayi* P a r r (Парр, 1935) из миоценовых отложений Новой Зеландии. Только новозеландский вид значительно крупнее, достигая в диаметре раковины до 4,3 мм и в толщине до 0,7 мм. Кроме того, у него наблюдается иногда развертывание спирали.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в нескольких пластах глин в нижних горизонтах верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатя, по р. Воротыще, около г. Трускавца.

НАДСЕМЕЙСТВО LITUOLIDEA Reuss, 1861, trans.
Glaessner, 1945

Семейство LITUOLIDAE Reuss, 1861

Подсемейство LITUOLINAE Reuss, 1861

Род HAPLOPHRAGMOIDES Cushman, 1910

Тип рода *Nonionina canariensis* Orbigny, 1839; современный, у Канарских островов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Карбон (?), с юры до ныне, повсеместно.

*Haplophragmoides quinquelocularis** sp. n.

Табл. II, рис. 1а, б, в; 2а, б, в

Голотип № 5568 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5569 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина линзовидная, сравнительно маленькая, в последнем обороте состоит из пяти очень незаметно возрастающих камер, плотно соединенных друг с другом. Очертание камер треугольное. Периферический край тонкий, округлый, слабо лопастной или ровный. Швы явственные, углубленные, либо равномерно изогнутые — дуговидные, либо с тенденцией

* В переводе с латинского — пятикамерный.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 183

становиться сигмоидальными. Пупок неотчетливый. Имеется лишь небольшое пупочное углубление в центре каждой стороны, в том месте, где сходятся швы. Для этого вида одним из характерных признаков является сердцевидная форма устьевой поверхности. Устье незаметно.

Стенка в общем мелкопесчанистая, но песчинки неодинаковые, попадаются как очень мелкие, еле заметные, так и более крупные. Судя по большому количеству деформированных экземпляров, стенка очень гибкая.

Р а з м е р ы: диаметр 0,27—0,3 мм, толщина 0,1 мм.

К изменчивым признакам относится толщина раковины, характер швов, которые имеют тенденцию становиться сигмоидальными, и характер периферического края, который может быть то совершенно ровным, то слегка волнистым.

Таких маленьких раковин с сердцевидной устьевой поверхностью пока никем не отмечено.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в глинах верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца, и по р. Слонице, около с. Стебник.

Haplophragmoides rotundidorsatus (H a n t k e n)

Табл. II, рис. 3а, б, в

1875. *Haplophragmium rotundidorsatum* H a n t k e n. Mitt. Ung. Geol. Anstalt., т. 4, вып. 1, стр. 12, табл. I, рис. 2.

Оригинал № 5570 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, в очертании округлая, слабо и равномерно раздутая, так что толщина ее одинакова во всех частях. Периферический край округлый, иногда со слабой волнистостью. В последнем обороте 5 камер, очень плотно прилегающих друг к другу. Размеры камер почти одинаковые. Форма их широко треугольная. Швы изогнутые, иногда прямые. Пупочное углубление хорошо выражено в виде небольшой ямки на каждой стороне раковины. Устье медианное, щелевидное, расположено у основания устьевой поверхности по краевому шву. Устьевая поверхность последней камеры широко-овальная. Стенка мелкопесчанистая.

Р а з м е р ы: диаметр зарисованного экземпляра 0,19 мм, толщина 0,08 мм.

К изменчивым признакам относятся толщина раковины и характер периферического края, который может быть то ровным, то волнистым, а в зависимости от толщины раковины то широко округлым, то узким. Число камер варьирует в последнем обороте от 4¹/₂ до 5.

Обнаруженные нами раковины неотличимы от наиболее мелких и самых уплощенных форм этого вида из майкопских отложений Ставрополя.

В Ставрополе этот вид сильно варьирует по размерам от 0,2 мм в диаметре до 0,3 мм, и от 0,1 мм в толщине до 0,2 мм. У нас же встречаются исключительно маленькие раковины, меньше, чем самые малые из известных в Ставрополе.

Распространение. Встречен в глинах верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Слонице, около с. Стебник.

ОТРЯД TEXTULARIIDA

Семейство TEXTULARIIDAE Orbigny, 1846

Подсемейство TEXTULARIINAE Orbigny, 1846, trans. Schultze, 1854

Род SPIROPLECTAMMINA Cushman, 1927

Тип рода *Textularia agglutinans* var. *biformis* Parker et Jones, 1865; мел, Англия.

Распространение. Палеозой — ныне. Карбон — третичные в СССР; третичные Польши, Италии и Южной Америки; ср. карбон — третичные Северной Америки, мел Чехословакии, Германии, Англии и Японии.

*Spiroplectammina angustilocula** sp. n.

Табл. II, рис. 4а, б

Голотип № 5571 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Раковина в нашем материале всегда в значительной степени обломанная, клиновидная, с очень узкими камерами, расположенными почти горизонтально или с очень небольшим наклоном книзу. В этом отношении она выделяется из всех известных спирофлектамин. В середине раковина утолщенная, и угловатая к периферическому краю уплощена, благодаря этому в поперечном сечении она ромбовидная.

Размеры: высота цельного экземпляра 0,41 мм, высота обломка, зарисованного на табл. II, рис. 4, 0,24 мм; ширина устьевого конца 0,14 мм, толщина устьевого конца 0,07 мм.

* В переводе с латинского — с узкими камерами.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 185

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в единичных экземплярах в нижневортыщенской свите (нижний миоцен) Предкарпатъя, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Spiroplectammina aff. *spectabilis* (G r z y b o w s k i)

Табл. II, рис. 5а, 6

Оригинал № 5572 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. В нашем материале обнаружен всего один экземпляр, напоминающий, судя по данным Е. В. Мятлюк, *S. spectabilis* (G r z y b o w s k i) из попельской серии (верхний эоцен) Восточных Карпат. Найденный нами экземпляр, вероятно, относится к мегасферической генерации, так как имеет очень крупную, округлую начальную камеру. Следующие 5 камер почти одинакового размера расположены в одной плоскости, образуя один оборот. За ними следует двурядная часть, в каждом ряду которой насчитывается по 7 плотно соединенных камер ромбической формы. Хорошо выделяется зигзагообразный срединный шов. Септальные швы двуконтурные. Двурядная часть раковины слегка расширяется к обломанному устьевому концу. Характерна сравнительно большая толщина двурядной части раковины по срединному шву. В поперечном сечении, благодаря этому, она имеет вид широкого овала. Периферический край округлый, слабо волнистый. Стенка мелкопесчанистая.

Р а з м е р ы: высота 0,35 мм; диаметр спиральной части 0,12 мм; ширина устьевого конца 0,14 мм; толщина устьевого конца 0,1 мм.

По всем признакам обнаруженный нами экземпляр вполне отвечает попельским, только по размерам он значительно меньше, особенно в ширину и толщину. Для полного сравнения не хватает представления об устьевой части, поэтому мы сочли необходимым отнести его к *S. spectabilis* со знаком aff.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в одном экземпляре в верхневортыщенской свите (нижний миоцен) Предкарпатъя, по р. Слонице, около с. Стебник.

Род *TEXTULARIA* D e f r a n c e, 1824

Тип рода *Textularia sagittula* D e f r a n c e, 1824, третичный, Италия.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Кембрий (?), девон — ныне. Повсеместно, в том числе и в СССР: юра — ныне.

Textularia sp. *

Табл. II, рис. 6а, б

Оригинал № 5573 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина относительно толстая, удлинённая, очень слабо расширяющаяся к устьевому концу. В поперечном сечении линзовидная, сильно раздутая посередине и слегка приостренная к слабо фестончатому периферическому краю. Камеры многочисленные, имеют вид прямоугольников, слегка наклонённых от срединного шва книзу. Срединный шов незаметен. Септальные швы углублённые, узкие, немного наклонённые, почти прямые. Устье петлевидное, расположено перпендикулярно к краевому шву, находится в небольшом углублении. Стенка грубопесчанистая, шероховатая.

Р а з м е р ы: высота обломанного экземпляра 0,58 мм, ширина устьевого конца 0,19 мм, толщина устьевого конца 0,12 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в одном пласте глини верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Слонице, около с. Стебник.

ОТРЯД АТАХОПРАГМИИДА

Семейство АТАХОПРАГМИИДАЕ Schwaeger, 1887

Подсемейство АТАХОПРАГМИИНАЕ Galloway, 1933

Род *ARENOBULIMINA* Cushman, 1927

Тип рода — *Bulimina presli* Reuss, 1845; В. мел, Чехословакия.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Мел — третичные, известен в меловых отложениях СССР, Западной Европы и Северной Америки, и в третичных — СССР.

Arenobulimina tertiaria sp. n.

Табл. II, рис. 7а, б, в

Голотип № 5574 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, типичная для рода. Спираль состоит из 3 оборотов, по 4 камеры в каждом. Начальная часть приостренная, устьевая — широкая. В поперечном сечении

* В нашем распоряжении имелся только обломанный экземпляр, без начальной части. Это мешало определить его даже до рода. Пришлось в этом отношении ориентироваться на общий облик раковины и на характер стенки.

раковина правильно округлая. Камеры серповидные, постепенно увеличивающиеся в размерах. Последняя камера широко-овальная. Она наполовину возвышается над общей поверхностью раковины. Все камеры плотно прилегают одна к другой, так что наружная поверхность их сливается воедино. Хорошо выражен спиральный шов. Септальные швы дуговидно изогнутые, плоские, двуконтурные. Устье петлевидное, перпендикулярное к краевому шву. Стенка мелкопесчанистая, зеленоватая гладкая.

Р а з м е р ы: высота 0,2 мм; ширина устьевого конца 0,15 мм.

В миоцене представители этого типичного для верхнего мела рода в первичном залегании известны не были, поэтому, казалось бы, можно предположить, что вышеописанная раковина находится в переотложенном состоянии. Однако размеры раковины значительно более мелкие, чем у меловых форм этого рода, а главное ее очень хорошая сохранность заставляют в этом сомневаться.

Наш экземпляр близок очень к *A. malkinae* Jennings (1947) из эоценовых отложений Нью-Джерсея. Только он в два раза меньше по высоте и почти в два — по ширине.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в одном экземпляре в верхневортыщенской свите (нижний миоцен) Предкарпаття, по р. Слонице.

ОТРЯД LAGENIDA

Семейство LAGENIDAE Schultze, 1854

Род *SIPHONODOSARIA* A. Silvestri, 1924

Тип рода *Nodosaria abyssorum* H. B. Brady, 1881; современный, южная часть Тихого океана.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Третичные — современные.

Siphonodosaria aff. *exilis* (Neugeboren)

Табл. III, рис. 1а, б

Оригинал № 5575 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. В нашем распоряжении имелись обломки, состоящие из одной и, самое большее, из двух длинных и тонких цилиндрических камер, почти одинакового диаметра. Лишь в средней части они слегка расширены и у швов слегка сужены. Швы прямые, углубленные. Устье представляет собой открытый конец трубчатых камер. Стенка тонкая и гладкая, без дополнительных скелетных образований.

Р а з м е р ы: длина меньшей камеры 0,24 мм, длина большей камеры 0,28 мм, ширина той и другой камеры 0,07 мм, ширина суженной части трубки 0,05 мм.

Ближкий вид — *S. exilis* (Neugeboren) — часто встречается в верхнеэоценовых отложениях СССР (Субботина, 1953). Он широко распространен и в миоценовых отложениях Румынии, откуда впервые описан Нейгебореном (1852), а также в септариевых глинах (средний олигоцен) Германии (Рейсс, 1866). Только размеры раковин этого вида всегда значительно больше, чем у наших экземпляров. Самые короткие камеры в два раза длиннее, а самые тонкие — в два раза толще, хотя иногда попадаются такие же тонкие экземпляры, как в поляницкой свите.

Необыкновенно мелкие размеры найденных нами обломков заставляют нас поставить знак aff.

Распространение. Встречен в единичных экземплярах в глинах поляницкой свиты (олигоцен) Предкарпатъя в разрезе по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Siphonodosaria inexculta * sp. n.

Табл. III, рис. 2а, б

Голотип № 5576 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. В нашем материале имеется всего один обломок, состоящий из одной камеры. Очертание ее напоминает вытянутый овал, длина которого больше ширины в 3 раза. Видна обломанная конечная часть предыдущей камеры и обломанная же начальная часть последующей. По их расположению можно судить, что камеры частично объемлют одна другую, начинаясь не от края устья предыдущей, а ниже, охватывая всю приустьевую часть. Устьевой конец по отношению к остальной части камеры резко суженный. Устье — округлое отверстие открытого конца маленького трубчатого окончания камеры. Стенка гладкая, без дополнительных, скелетных образований, желтоватая.

Размеры: длина камеры 0,3 мм, наибольшая ее ширина 0,09 мм.

Распространение. Встречена в Предкарпатъя, в поляницкой свите (олигоцен) в разрезе по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Siphonodosaria stricticollum ** sp. n.

Табл. III, рис. 3а, б

Голотип № 5577 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. В нашем распоряжении имеется обломок из двух округлых, почти шаровидных камер. Последующая камера охватывает устьевую часть предыдущей.

* В переводе с латинского — лишенная украшений.

** В переводе с латинского — узкое горлышко.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 189

Размер камер увеличивается постепенно, так что обе они кажутся почти одинаковыми. Швы прямые, слегка углубленные. Устьевая часть вытянута в виде очень небольшого по длине и очень узкого горлышка. Устье представляет собой маленькое округлое отверстие на открытом конце горлышка. Из-за плохой сохранности о характере стенки судить трудно. Она не гладкая. Возможно, что имелись дополнительные скелетные образования в виде шипов, но в процессе фоссилизации они не сохранились.

Размеры: длина обломка 1,5 мм, диаметр большей камеры 0,8 мм.

Распространение. Встречена в единичных экземплярах в полянической свите (олигоцен) Предкарпатья, в разрезе по р. Вортыще, около г. Трускавца.

ОТРЯД ROTALIDA

НАДСЕМЕЙСТВО DISCORBIDEA Cushman, 1927,
trans. Smaut, 1954

Семейство DISCORBIDAE Cushman, 1927, trans. Glaessner, 1945

Подсемейство DISCORBINAЕ Cushman, 1927

Род VALVULINERIA Cushman, 1926

Тип рода *Valvulineria californica* Cushman, 1926; миоцен, Калифорния.

Rosalina (частично) других авторов.

Распространение. Мел — современные. В СССР апт-сенон Прикаспийской впадины; сеноман-сенон Русской платформы, восточного склона Урала и полуострова Мангышлак; датский ярус южных районов (Крым, Кавказ, Средняя Азия); миоцен Предкарпатья и Закарпатья, Сахалина и Камчатки; в. мел Чехословакии, Швеции, Техаса; миоцен Австрии, Польши, Калифорнии. Этот род в современных бассейнах встречается в холодных мелких водах.

Valvulineria ignorabilis * sp. n.

Табл. VI, рис. 1а, б, в

Голотип № 5612 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляническая свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, слабо раздутая. На спинной стороне заметны два оборота спирали. Первый оборот слегка выступает над поверхностью последнего, второго, оборота.

* В переводе с латинского — неизвестная.

В последнем обороте $3\frac{1}{2}$ —4 камеры. Последний оборот значительно превосходит в размерах первый. Весь первый оборот равен по площади лишь первой камере последнего оборота. Камеры плотно прилегают одна к другой. Размеры их быстро возрастают. Клапанообразный вырост очень маленький, не всегда отчетливый. Периферический край закругленный, слабо волнистый, почти ровный. Пупок малозаметный, слабо вдавленный. Швы тонкие, углубленные, на спинной стороне слабо изогнутые, на брюшной почти прямые.

Устье неразлично. Стенка гладкая, прозрачная, пористая, блестящая.

Размеры: диаметр 0,16 мм, толщина 0,09 мм.

К изменчивым признакам относится толщина раковины, раздутость камер и соотношение в размерах последних двух камер, которые бывают часто одинаковыми.

В литературе близких видов не обнаружено.

Распространение. Встречена в единичных экземплярах в поляницкой свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще.

Подсемейство BAGGININAE Cushman, 1927

Род *CANCERIS* Montfort, 1808

Тип рода — *C. auriculatus* Montfort, 1808; современный, Средиземное море.

Распространение. Эоцен — ныне. В СССР — в эоцене Туркмении, в олигоцене Предкарпатья. В Сев. Америке — в в. эоцене Луизианы и в миоцене Калифорнии. Современные в Средиземном море.

Canceris miserandus * sp. n.

Табл. VI, рис. 11а, б, в

Голотип № 5140 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина вытянутая в длину, с овальным очертанием; спинная сторона слабо выпуклая, брюшная значительно более выпуклая, чем спинная; периферический край широко-округлый, без каких-либо следов киля. Камеры раздутые, на спинной стороне хорошо заметно 5 камер, на брюшной — только 4, так как первая камера с брюшной стороны не видна. Последняя камера, как у большинства представителей этого рода, непропорционально велика по сравнению с предыдущими: она составляет примерно половину всей раковины. Швы на спинной

* В переводе с латинского — жалкий.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 191

стороне двуконтурные, поверхностные, сильно изогнутые; на брюшной сильно углубленные, радиальные или только слегка изогнутые к периферическому краю. Пупочная часть неотчетливо очерченная — в виде пониженной части раковины по сравнению со слегка возвышающимися внутренними краями камер. Устье имеет вид изогнутой щели с тонким выростом стенки в виде губы у внутреннего края последней камеры, протягиваясь от центра брюшной стороны к периферическому краю. Стенка гладкая, тонкая.

Размеры. Наибольший диаметр 0,16 мм, наименьший диаметр 0,11 мм, толщина 0,10 мм.

Наиболее близким видом является *Cancris danvillensis* Howe et Wallase из верхнеоценовых отложений Луизианы в США. Однако раковина описываемого вида примерно в 3 раза мельче и совершенно лишена кия, хорошо выраженного у *C. danvillensis*.

Распространение. Встречен в небольшом числе экземпляров в глинах всех горизонтов полянической свиты (олигоцен) Предкарпатья, р. Вортыще около г. Трускавца.

Подсемейство EPONIDINAE H o f k e r, 1951, trans S u b b o t i n a, 1959.

Род *EPONIDES* M o n t f o r t, 1808

Тип рода *Nautilus repandus* F i c h t e l et M o l l, 1798; современный, Средиземное море.

Распространение. Юра (?) — ныне.

В СССР первое появление отмечено в меловых отложениях Кавказа и Сибири. Большое количество видов установлено из верхов верхнего мела и палеогена Русской платформы, Кавказа и Средней Азии. В. мел — третичные Европы и Америки.

Eponides alabaminaeformis sp. n.

Табл. VI, рис. 2а, б, в; 3а, б, в

Голотип № 5613 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Оригинал № 5614 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, неравнодвояковыпуклая, с округлым контуром. Спинная сторона более выпуклая, чем брюшная. Однако в отношении выпуклости сторон у этого вида наблюдается сильная изменчивость. Та и другая сторона широко-округлая. Оборотов $2\frac{1}{2}$ —3. Высота каждого отдельно

взятого оборота почти одинакова на всем его протяжении, лишь слегка увеличиваясь к концу оборота. Последний оборот по сравнению с предпоследним значительно, почти в два раза, отличается по высоте. В последнем обороте обычно 8 камер. На спинной стороне камеры четырехугольные, напоминают неправильный прямоугольник. Они по спиральной оси вытянуты больше, чем в высоту. Поэтому ширина их больше в полтора раза, чем высота. На брюшной стороне камеры узкотреугольные, напоминающие секторы круга. Возрастание камер в пределах отдельного оборота происходит очень незаметно, так что 2—3 рядом лежащие камеры выглядят совершенно одинаковыми. В центре брюшной стороны имеется маленькое пупочное углубление. Швы на обеих сторонах прямые, на спинной стороне слабо отклонены назад, на брюшной стороне строго радиальные. Устье имеет вид очень небольшой щели, протягивающейся по краевому шву между пупком и периферическим краем раковины. Характерна форма устьевой поверхности в виде желобообразного углубления, проходящего через всю устьевую поверхность от краевого шва до периферии. Благодаря этому желобку устьевая поверхность имеет характерный лодочкообразный облик, как у рода *Alabamina*, что усугубляется наличием приостренного периферического угла.

Размеры: диаметр 0,08—0,13 мм, толщина 0,04—0,07 мм.

Изменчивым признаком является, прежде всего, раздутость раковины, благодаря чему наблюдаются формы с более приостренным и с более округлым периферическим краем. Изменчивым является облик швов, их длина и наклон варьируют к спиральному шву.

Наиболее близкими видами являются *E. octocameratus* Subbotina и *E. binominatus* Subbotina из поляницких и нижневоротыщенских отложений Предкарпатья. Только ни у того, ни у другого нет такого лодочковидного углубления на устьевой поверхности.

Распространение. Встречен в небольшом количестве экземпляров в низах нижневоротыщенской свиты (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще.

Семейство ALABAMINIDAE Hofker, 1956

Род ALABAMINA Toulmin, 1941

Тип рода — *Alabamina wilcoxensis* Toulmin, 1941; эоцен, США (Alabama).

Pulvinulinella (частично) других авторов.

Распространение. Третичные отложения.

Alabamina typica sp. n.

Табл. VI, рис. 14а, б, в — 17а, б, в

Голотип № 5625 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Оригиналы № 5626, 5627, в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Оригинал № 5630 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина неравнодвойковыпуклая, округлая. По большей части спинная сторона более выпуклая, чем брюшная. Периферический край слегка приостренный, но без кия, ровный. Раковина состоит из $2\frac{1}{2}$ —3 оборотов. В последнем обороте 5—8 камер, обычно 6 камер. Высота оборотов возрастает заметно, если каждый оборот рассматривать по сравнению с предыдущим. Высота камер в пределах одного оборота почти одинакова. На спинной стороне камеры неправильно-четырёхугольные (ромбовидные). На брюшной стороне — узкотреугольные. На брюшной стороне последняя камера слегка выступает над общей поверхностью раковины. Пупочный конец последней камеры имеет тенденцию к вытягиванию наподобие небольшого клапана. Швы на спинной стороне прямые, слабо наклоненные к спиральному шву, на брюшной стороне прямые, радиальные. Все они тонкие, находятся на одном уровне с поверхностью камер. Пупочные концы камер плотно сомкнуты. Настоящего пупка нет. Устьевая поверхность имеет вид лодочковидного углубления. Очертание устьевой поверхности узкотреугольное. Устье у этого вида состоит из нескольких элементов. Во-первых, имеется небольшая щель (краевая часть устья), протягивающаяся вдоль краевого шва почти от пупка до желобообразного углубления, расположенного посередине устьевой поверхности. Во-вторых, имеется вертикальная щель, которая протягивается параллельно периферическому краю по желобообразному углублению, от краевого шва до половины расстояния, и больше, между краевым швом и периферическим углом. У некоторых экземпляров наблюдается продолжение «вертикального» устья по направлению к периферическому краю раковины. Все эти элементы устья, взятые вместе, напоминают опрокинутую букву Т. У некоторых экземпляров устьевая щель, протягивающаяся по желобообразному углублению устьевой поверхности, иногда местами расширена благодаря наличию полукруглого выреза в том месте, где краевая часть устья соединяется с вертикально поставленной щелью, проходящей по желобообразному углублению устьевой поверхности. Стенка тонкая, пористая, блестящая, без дополнительных скелетных образований.

Размеры: диаметр 0,09—0,17 мм, высота 0,05—0,11 мм.

Ближних видов в литературе нами не обнаружено.

Распространение. Встречена в единичных экземплярах в поляницкой свите (олигоцен) и в небольшом числе экземпляров в нижневортыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

НАДСЕМЕЙСТВО CERATOBULIMINIDEA Glaessner,
1937, trans. Mjatluk, 1959

Семейство ASTERIGERINIDAE Orbigny, 1839

Род ASTERIGERINA Orbigny, 1839

Тип рода *Asterigerina carinata* Orbigny, 1839; современный, о-в Куба.

1953. *Asterigerina* Мятлюк. Ископаемые фораминиферы СССР, труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, стр. 256.

Распространение. Эоцен — современные. Эоцен — миоцен СССР; палеоцен Швеции; олигоцен — современные Франции; миоцен — Австрии; миоцен-плиоцен Албании и Италии; ср. эоцен Калифорнии; эоцен Техаса, олигоцен Миссисипи; миоцен Флориды; современные у о-ва Куба и Ямайка.

Asterigerina falcilocularis * sp. n.

Табл. VI, рис. 12а, б, в; 13а, б, в

Голотип № 5623 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Оригинал № 5624 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, плоско-выпуклая, с уплощенной брюшной и конически-выпуклой спинной сторонами, в очертании округлая. Периферический край острый, с тенденцией к килеватости, ровный или очень слабо волнистый. Спираль состоит из трех оборотов, постепенно увеличивающихся в высоту. В последнем обороте 6 камер. Камеры на спинной стороне узкосерповидные, охватывающие наполовину одна другую, на брюшной стороне камеры треугольные.

Размер камер возрастает очень незаметно, так что в последнем обороте почти все они выглядят почти одинаковыми, очень незаметно отличаясь одна от другой.

* В переводе с латинского — с серповидными камерами.

Швы на спинной стороне двуконтурные, валикообразно возвышающиеся, очень ровные, представляющие собой продолжение периферического края раковины. На брюшной стороне швы слабо изогнуты, очень тонкие, слегка углубленные.

Поверхность камер ровная. На брюшной стороне хорошо заметны дополнительные камеры, расположенные между основными, как бы вклиниваясь по швам между каждым двумя соседними основными камерами. Дополнительные камеры образуют звездчатую фигуру в центре брюшной стороны. Форма их удлиненно-ромбовидная. Размер всех их одинаков. Устье целевидное, изогнутое по краевому шву, без губы, достигает у периферического края. Устьевая поверхность последней камеры посередине имеет небольшое желобообразное углубление. Стенка тонкая, пористая, дополнительные скелетные образования выражены в виде небольших утолщений по швам, на спинной стороне имеющих характер краевых и шовных валиков.

Р а з м е р ы: диаметр 0,14—0 23 мм, высота конуса (толщина) 0,05—0,1 мм.

К изменчивым признакам относятся прежде всего размеры и форма камер, которые бывают то очень сильно вытянутые по спиральной оси, приобретая узкосерповидную форму, то менее сильно вытянутые, и в этом случае бывают крыловидными и менее сильно охватывающими одна другую.

Наиболее близким видом является *Asterigerina rogalai* M j a t l i u k, описанная Е. В. Мятлюк (1953) из попельской серии (верхний эоцен) Восточных Карпат. Общими признаками являются форма камер, число их в обороте, правильно ромбовидная форма дополнительных камер и общий облик всей раковины. К отличиям относятся большая высота конуса спинной стороны у наших форм и почти одинаковая высота оборотов, особенно двух последних, тогда как у *A. rogalai* высота оборотов заметно меняется с ростом раковины. К отличиям относится также уплощенность брюшной стороны, в то время как у *A. rogalai* брюшная сторона всегда в различной степени выпуклая.

Другим близким по общему облику раковины видом является *A. bracteata* C u s h m a n из лопянецкой свиты (нижний олигоцен) Восточных Карпат. Общими признаками являются относительно высокая коническая спинная сторона, узкосерповидная форма камер, охватывающих одна другую, большой размер дополнительных камер и острый периферический край. Однако *A. bracteata* всегда бывает более крупная, с сильнее охватывающими одна другую камерами и заметной разницей в размерах камер, составляющих каждый отдельно взятый оборот.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в небольшом числе экземпляров в нижневортыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья по р. Вортыще.

НАДСЕМЕЙСТВО NONIONIDEA Schultze, 1854
trans. Subbotina, 1959

Семейство NONIONIDAE Schultze, 1854, trans, Reuss, 1860

Подсемейство NONIONINAE Schultze, 1854

Род NONION Montfort, 1808

Тип рода *Nautilus incrassatus* Fichtel et Moll, 1798; современный, Средиземное море.

Распространение. Юра (?) — ныне. Известен в мелу Бельгии; в СССР — с палеоцена, в остальной части Европы — с эоцена до ныне.

Nonion postgraniferus sp. n.

Табл. III, рис. 4а, б, в

Голотип № 5578 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, сжатая с боковых сторон, причем почти все части ее сжаты более или менее одинаково, за исключением последней камеры, которая несколько раздута. Благодаря равномерной сжатости раковина имеет дисковидную форму, что усугубляется приостренным периферическим краем. При смачивании водой периферический край представляется килеватым.

В последнем обороте 9 камер, очень мало отличающихся одна от другой по размерам. Лишь первая и последняя камеры последнего оборота значительно разнятся друг от друга.

Камеры серповидные, с узкими пупочными концами и несколько расширенным периферическим краем. Поверхность камер ровная, слабо выпуклая около хорошо выраженной пупочной области, составляющей примерно $\frac{1}{4}$ диаметра раковины. Пупочная область заполнена стекловидным веществом, выступающим в виде шишки. На одной стороне стекловидная шишка немного больше, чем на другой. Через эту прозрачную стекловидную шишку при рассматривании раковины в воде видны камеры ранних оборотов. Шзы углубленные, изогнутые.

Явно выражен седловидный охват последней камерой первой камеры последнего оборота. Устьевая поверхность сердцевидная. Длина (высота) устьевой поверхности и ее ширина (толщина) одинаковы.

Устье, по-видимому, медианное, имеющее вид щели, как у *Florilus boueanus* (Orbigny) и многих других нонионид. Стенка тонкая, мелкопористая.

Размеры: диаметр 0,1 мм, толщина 0,03 мм.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 197

К изменчивым признакам относится характер пупочной области, которая может быть больше или меньше, благодаря большей или меньшей инволютности раковины. Наблюдаются экземпляры, у которых хорошо заметны камеры ранних оборотов, лишь слегка охваченные пупочными концами камер последнего оборота. Пупочная стекловидная шишка у таких экземпляров маленькая, отвечающая размерам начальной камеры. Периферический край у некоторых экземпляров менее приостренный, скорее округлый. Поверхность камер бывает отчетливо выпуклая.

В литературе из наиболее близких видов описан *Nonion graniferus* (T e r q u e m), известный из эоцена Парижского бассейна и эоцена Средней Азии. Общими признаками с *N. graniferus* (T e r q u e m) являются: округлый контур раковины, ее уплощенность, форма и число камер, характер швов, облик устьевой поверхности и устья. Но наши формы почти в два раза мельче самых мелких среднеазиатских *N. graniferus*, более уплощенные, с тенденцией к килеватости. Кроме того, дополнительный скелет не бывает в виде грануляций в пупочной области и не распространяется в основание швов, как у типичного *N. graniferus*.

Среднеазиатские формы по уплощенности раковины больше приближаются к исследованным нами, чем экземпляры из Парижского бассейна.

По-видимому, описанные нами формы являются потомками эоценовых *N. graniferus* (T e r q u e m). Общие черты у этого вида есть с эоценовым *N. laevis* (O r b.). Отличие от последнего заключается в уплощенной раковине, в характерной сердцевидной форме устьевой поверхности и седловидном охвате первой камеры последнего оборота. Наконец, дополнительные скелетные образования имеют вид мало обособленной и слабо выпуклой, вернее совсем не выпуклой, шишки, тогда как у *N. laevis* пупочная шишка имеет правильно округлую форму с сильно выпуклой поверхностью.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Обнаружен в заметном скоплении в поляничкой свите и в единичных экземплярах в нижней части нижневоротыщенской свиты (олигоцен) Предкарпатя, в разрезе р. Вортыще, около г. Трускавца.

Подсемейство NONIONELLINAE Voloshinova, 1958

Род FLORILUS Montfort, 1808

Тип рода *Nautilus asterizans* Fichtel et Moll, 1798; современный, Средиземное море.

Р а с п р о с т р а н е н и е: миоцен — ныне. В Европе известен с миоцена, в Америке с эоцена.

*Florilus vitriumbonatus** sp. n.

Табл. III, рис. 6а, б

Голотип № 5580 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина узкоовальная, плотносвернутая, двояковыпуклая, наибольшая выпуклость находится в области пупка. В последнем обороте 8 узкотреугольных камер, плотно прилегающих одна к другой и равномерно увеличивающихся в размерах. Периферический край ровный, узкозакругленный. В середине каждой стороны имеется крупная стекловидная шишка звездчатой формы, так как стекловидное вещество заходит в основание швов. Поверхность шишки не выступает за общую поверхность раковины. Диаметр стекловидной шишки равен $\frac{1}{3}$ поперечника раковины. Швы слабо изогнутые, имеющие вид тонких ровных линий, радиально расходящихся от пупочной шишки.

Устьевая поверхность сердцевидная, с округлой вершиной.

Устье медианное, протягивается почти по всей устьевой поверхности. Длина (высота) устьевой поверхности примерно в 1,5 раза больше наиболее широкой ее части. Седловидного охвата первой камеры почти не наблюдается. Стенка тонкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы: диаметр 0,18 мм, толщина 0,09 мм.

Ближних видов, по-видимому, пока отмечено не было.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в небольшом числе экземпляров в поляницкой свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще, около г. Трускавца.

Florilus aff. *boueanus* (O r b i g n y)

Табл. III, рис. 7а, б — 9а, б

Оригиналы № 5581, 5628, 5629 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, в очертании овальная. В ранней части последнего наружного оборота значительно сжатая с боковых сторон, в более поздней части — расширенная. Периферический край ровный, приостренный (как в ранней, так и в поздней части последнего оборота). В последнем обороте 8—10 камер, заметно увеличивающихся в размерах по мере нарастания. Камеры по форме — серповидные, плотно соединенные друг с другом. В центре раковины с каждой стороны имеется маленький округлый, слегка углубленный пупок, иногда с мелкими гранулами. Поверхность раковины слегка выпуклая. Выпуклость хорошо заметна на последних камерах, что, однако,

* В переводе с латинского — со стекловидным пупком.

мало изменяет общий характер ровной поверхности раковины. Швы узкие, слегка дуговидно-изогнутые назад. Ширина швов одинакова на всем их протяжении. Устьевая поверхность имеет сердцевидное очертание. Ширина устьевой поверхности иногда бывает почти равной высоте ее. Отношение ширины устьевой поверхности к ее высоте является изменчивым признаком. Последняя камера седловидно охватывает первую камеру последнего оборота. Устье медианное, в виде очень короткой и сильно изогнутой щели. Стенка гладкая, прозрачная, блестящая, без дополнительных скелетных образований.

Р а з м е р ы: диаметр 0,18—0,30 мм, толщина 0,08—0,12 мм.

Этот вид очень изменчив. Прежде всего варьирует толщина ранней части, и особенно поздней части последнего оборота. Наблюдаются формы, у которых они почти одинаковы. С другой стороны, наблюдаются и другие формы, у которых поздняя часть очень толстая. Благодаря этому, устьевая поверхность таких раковин имеет вид большого «раструба». Между крайними уклонами наблюдаются переходные формы. Изменчивым признаком является также степень возрастания камер от очень медленного, незаметно меняющегося с ростом раковины, до быстрого. У некоторых экземпляров ни одна камера не выступает над общей поверхностью раковины. Изредка меняется характер швов, становящихся слегка выступающими. Наконец, к весьма изменчивым признакам относится форма устьевой поверхности — от узкоовальной до широкоовальной, благодаря различному отношению ширины ее к высоте. Этот признак является следствием различной толщины поздней части раковины.

От типичного *Florilus boueanus* (O r b.) описываемый вид отличается значительно меньшими размерами, в среднем меньшим числом камер в последнем обороте, менее выпуклой поверхностью камер и менее интенсивно выраженными дополнительными скелетными образованиями.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в заметном скоплении в поляницкой свите (олигоцен) и в нижней части нижневортыщенской свиты (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Подсемейство MELONISINAE Voloshinova, 1958

Род MELONIS Montfort, 1808

Тип рода — *Nautilus pompilioides* Fichtel et Moll, 1798; современное, Средиземное море.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Эоцен — ныне. Современные обитают преимущественно на значительных глубинах.

Melonis praevious * sp. n.

Табл. III, рис. 5а, б

Голотип № 5579 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, с округлым и ровным неволнистым контуром, слабо уплощенная. В последнем обороте 9 камер, постепенно увеличивающихся в размерах. Камеры имеют вид секторов круга. Швы слабо углубленные, узкие, двуконтурные. Пупочное углубление очень маленькое и глубокое. Устьевая поверхность относительно высокая, в очертании седловидная. Устье щелевидное, медианное, маленькое.

От хорошо известных миоценовых *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll) и *M. soldanii* (Orb.) отличается меньшей раздутостью раковины, а главное, иной формой устьевой поверхности. Очень близок к олигоценному *M. praevious* Subbotina sp. n., найденному в майкопской свите Северного Кавказа, от которого отличается, помимо малых размеров, отсутствием характерного ободка из стекловидного вещества вокруг пупочного углубления.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в небольшом числе экземпляров во всей толще поляницкой свиты (олигоцен) и в единичных экземплярах в нижней части нижневоротыщенских отложений (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще, около г. Трускавца.

НАДСЕМЕЙСТВО GLOBIGERINIDEA Carpenter, 1862

Семейство GLOBIGERINIDAE Carpenter, 1862

Подсемейство GLOBIGERININAE Carpenter, 1862,

trans. Cushman, 1927

Род CASSIGERINELLA Pokorný, 1955

Тип рода *Cassigerinella boudecensis* Pokorný, 1955; олигоцен, Чехословакия.

Глобигеринеллоподобное строение ранней части раковины, шаровидные сильно раздутые камеры и полукруглая форма устья заставляют относить этот род к пелагическим фораминиферам. Наибольшее родство у рода наблюдается с глобигеринеллами, поэтому этот род отнесен нами к семейству Globigerinidae. Чередующиеся камеры на поздней стадии роста должны рассматриваться как новый признак. Косвенным доказательством принадлежности данного рода к глобигеринидам является большое

* В переводе с латинского — предшествующий.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 201

скопление раковин этого рода, как и других глобигеринид, во многих исследованных нами пластах поляницкой и нижневоротыщенской свит Предкарпатья, в то время как все другие фораминиферы там встречаются в значительно меньшем скоплении.

Распространение. В СССР обнаружен пока в олигоценовых отложениях Предкарпатья, относящихся к поляницкой свите р. Вортыще и г. Болехова, а также в нижневоротыщенской свите р. Вортыще. Известен из олигоцена Чехословакии.

Cassigerinella globolocula L. I v a n o v a

Табл. VII, рис. 2а, б, в — 4а, б, в; 8а, б, в — 12а, б, в

1958. *Cassigerinella globolocula* Л. В. И в а н о в а. Труды ВНИГРИ, вып. 115, Микрофауна СССР, сб. IX, стр. 57, табл. XI, фиг. 1а—в; 2а—в, 3а—в.

Оригиналы № 5635—5642 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен). Этот вид отличается очень большой изменчивостью многих признаков.

Распространение. Встречен пока в поляницкой свите (олигоцен) и нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

Семейство GLOBOROTALIIDAE C u s h m a n, 1927

Подсемейство GLOBOROTALIINAE C u s h m a n, 1927

Род GLOBOROTALIA C u s h m a n, 1927

Тип рода — *Pulvinulina menardii* O r b i g n y var. *tumida* Н. В. В г а д у, 1877; современный, Атлантический океан.

Распространение. Верхний мел — ныне. Встречается повсеместно в южных областях.

Globorotalia denseconnexa S u b b o t i n a*

Табл. VII, рис. 5а, б, в — 7а, б, в

Оригиналы № 5102, 5145, 5146 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Распространение. Встречен в заметном числе экземпляров в поляницкой и нижневоротыщенской свитах (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

* Публикуется в первой статье данного сборника как новый вид.

Подсемейство RUGOGLOBIGERININAE Subbotina, 1959

Род ACARININA Subbotina, 1953

Тип рода — *Acarinina acarinata* Subbotina, 1953; палеоцен, Северный Кавказ.

Распространение. Палеоцен — современные. Известна из палеоцена — нижнего, среднего и низов верхнего эоцена южных районов СССР (Северный Кавказ, Мангышлак, Устюрт).

Acarinina inaequiconica * sp. n.

Табл. VII, рис. 13а, б, в; 14а, б, в

Голотип № 5643 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Ворытыще, поляницкая свита (олигоцен).

Оригинал № 5644 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Ворытыще, поляницкая свита. (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, плоско-выпуклая, с уплощенной спинной стороной и выпуклой брюшной. Последняя камера выступает на брюшной стороне в два раза больше, чем остальные. Оборотов два. Первый оборот непропорционально мал по сравнению с последним. Он состоит из четырех-пяти очень мелких шаровидных камер, почти не отличающихся по размерам. Иногда первая камера бывает больше, чем каждая из остальных камер первого оборота. В редких случаях вместо первого оборота бывает выражена одна шаровидная камера. Первый оборот спирали находится ниже поверхности последнего оборота. В последнем обороте — четыре быстро возрастающие в размерах камеры. Контур раковины овальный, периферический край округлый, волнистый. Пупок маленький, открытый, довольно глубокий, благодаря тому, что пупочные концы камер неплотно соединены друг с другом. На спинной стороне камеры овальные, валиковидные, длина камер превышает приблизительно вдвое их ширину. Поверхность валикообразных камер всегда выпуклая. На брюшной стороне они имеют треугольное очертание. Пупочные концы сильно вздутые, опущенные. Все камеры на обеих сторонах плотно соединены друг с другом. Швы углубленные, прямые или очень слабо изогнутые. Спиральный шов неотчетливый. Устье маленькое, полукруглое, расположенное по краевому шву, протягивается от пупка до половины расстояния между пупком и периферическим краем. Устьевая поверхность вытянута в спинно-брюшном направлении. Стенка тонкая, густо покрыта толстыми и короткими шипиками.

* В переводе с латинского — неравноконическая.

Р а з м е р ы: диаметр 0,1—0,11 мм, толщина 0,05—0,07 мм.

Изменчивым признаком является форма раковины, меняющаяся от овальной до округлой, и число камер в оборотах. Особенно заметно это сказывается в последнем обороте. Часто, кроме четырехкамерных, встречаются пятикамерные формы. Кроме форм с явно выраженным пупком, встречаются и без пупка благодаря плотному соединению пупочных концов камер. Размеры камер сильно варьируют, и это сказывается на их форме со спинной стороны. Так, кроме обычных раковин, у которых длина камер превышает их ширину в два раза, наблюдаются раковины с еще более удлиненными камерами, имеющими вид длинных и узких валиков. Как правило, у четырехкамерных форм валики более длинные и узкие, чем у пятикамерных. Из более древних форм близким видом является *Acarinina intermedia* Subb. из палеоценовых отложений Кавказа и других южных районов СССР. Но размеры *A. intermedia* больше вышеописанного вида, и у нее нет такой резкой разницы между толщиной последней камеры и толщиной всей остальной части раковины. Кроме того, у *A. intermedia* почти никогда не бывает выражен пупок, и устье имеет вид небольшой щели, протягивающейся вдоль краевого шва, а не маленького полукруглого выреза.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в небольшом числе экземпляров в поляницкой свите и в нижневортыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

НАДСЕМЕЙСТВО ROTALIIDAE Reuss, 1860, trans. Glaessner 1945

Семейство ROTALIIDAE Reuss, 1860, trans. Glaessner, 1948

Род *STREBLUS* Fischer, 1817

Тип рода — *Nautilus beccarii* Liné, 1758.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Миоцен — ныне. В СССР миоцен-плиоцен Крымо-Кавказской области, Карпат, Сахалина; миоцен Австрии и Италии; плиоцен Италии, Англии, Испании, Америки и Новой Зеландии; постплиоцен Англии, Италии, Норвегии, Америки. В мелководье всех современных морей, кроме арктических и антарктических.

*Streblus alius** sp. n.

Табл. VI, рис. 10а, б, в

Голотип № 5144 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина для рода *Streblus* довольно сжатая; состоит из 2½ оборотов; периферический край округлый, почти

* В переводе с латинского — иной.

ровный, и только на последних 3—4 камерах слегка лопастной. Камеры раздутые, на спинной стороне приближающиеся по форме к четырехугольнику, на брюшной — широко треугольные, с плавно закругленными пупочными концами, не вытянутыми в виде язычковидных образований, как у типичных представителей рода *Streblus*, в последнем обороте 8 камер. Швы отчетливые, углубленные, на спинной стороне двуконтурные, очень слабо изогнутые, почти прямые, на брюшной радиальные, расширенные около пупочного углубления и суженные к периферическому краю.

Пупочное углубление довольно большое; его диаметр равен примерно $\frac{1}{3}$ диаметра всей брюшной поверхности раковины. Отчетливо видно скелетное вещество, частично заполняющее пупочное углубление в виде пластинчатых выростов стенки. На наших экземплярах эти пластинчатые выросты имели всегда неправильно зазубренные, как бы обломанные, наружные края. Характерных для рода *Streblus* столбиков в пупочной области не обнаружено. Ввиду того, что последняя камера у всех исследованных экземпляров всегда была обломана, то о присутствии или отсутствии устья судить было нельзя. Форамен имеет вид маленького, округлого отверстия, расположенного посередине септальной поверхности. Форамен мы наблюдали на предпоследней камере. Каких-либо отверстий, расположенных около пупка вдоль брюшных швов под пупочными концами камер, при наружном осмотре камер не наблюдалось. Стенка гладкая, тонкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы: диаметр 0,23 мм, толщина 0,11 мм.

Наиболее близким морфологическим видом является *Streblus beccaroides* (V e r g u) из верхнеоценовых отложений северо-восточной части Перу, однако у описываемого нами вида раковина значительно мельче (примерно в 2 раза) и уплощенное. Кроме того, судя по изображению, наш вид обладает более сильно развитым раковинным веществом в области пупочного углубления.

От типичных представителей *S. beccarii* (L i n n é) и его варьетов описываемый вид отличается более уплощенной раковинкой, меньшей лопастностью периферического края, меньшим числом камер и отсутствием в пупочной области столбиков из дополнительного скелетного вещества.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в небольшом числе экземпляров в полинической и нижневоротыщенской свитах (олигоцен) Предкарпатья по р. Воротыще, в окрестностях г. Трускавца.

ОТРЯД BULIMINIDA

Семейство BULIMINIDAE Jones, 1876

Подсемейство BULIMINELLINAE N. Вук ова, 1959

Род BULIMINELLA Cushman, 1911

Тип рода — *Bulimina elegantissima* Orbigny, 1839; современный, западное побережье Южной Америки.

Распространение. Мел — ныне. В СССР — меловые отложения Прикаспийской впадины, южных районов СССР, Западной Сибири, Украины. Спорадически — в эоценовых отложениях тех же районов и в миоцене Предкарпатья. Известен из в. мела — плиоцена Америки, олигоцена Австрии; современные отмечены у о-вов Фиджи.

Buliminella elegantissima (Orbigny)

Табл. IV, рис. 1а, б

1839. *Bulimina elegantissima* Orbigny, Strasbourg, France, Levrault, т. 5, ч. 5, стр. 51, табл. 7, рис. 13—14.

Оригинал № 5587 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина удлиненная, грушевидная, маленькая, состоит из двух отчетливо различных оборотов. Начальная часть, составленная первым оборотом, очень узкая и приостренная. Камеры в начальной части при увеличении в 120 раз неразличимы. Конечная часть, составленная вторым — последним оборотом, крупная, представляющая собой почти всю раковину, широкая, в поперечном сечении почти округлая. Наибольшая ширина приходится на середину раковины. К устьевому концу раковина несколько сужается. В последнем обороте семь узких, серповидных камер, плотно прилегающих одна к другой и разделенных отчетливыми швами. Устьевая часть большая, слегка уплощенная, со щелевидным устьем, расположенным перпендикулярно к краевому шву.

Размеры: длина (высота) 0,13 мм, наибольшая ширина 0,06 мм.

От типичных представителей этого вида отличается меньшим числом оборотов, значительно меньшими размерами и грушевидной формой раковины. Возможно, на наших формах сказалась индивидуальная изменчивость.

Распространение. Встречена в единичных экземплярах в нижневортыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Подсемейство BAGGATELLINAE Н. В у к о в а, 1959

Род BAGGATELLA Н о w e, 1939

Тип рода — *Baggatella inconspiqua* Н о w e, 1939; эоцен, Северная Америка, Луизиана.

1948. *Baggatella* C u s h m a n. Foraminifera, their Classification and Economic Use, стр. 298.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Эоцен — олигоцен. Известна из эоцена Северной Америки. В СССР — ср. эоцен Западной Туркмении, в. олигоцен Предкарпатья.

Baggatella divulgata * sp. n.

Табл. VI, рис. 4а, б, в

Голотип № 5615 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина полусферическая, с широко-округлой и сильно выпуклой спинной стороной и слабо выпуклой и даже в середине вогнутой брюшной.

Очертание раковины округлое. Высота и диаметр ее одинаковы. Спираль обычно плотно-свернутая, состоящая из трех оборотов. Из них ранний оборот непропорционально мал по сравнению со следующими, особенно последним. В двух ранних оборотах размер камер возрастает очень постепенно. Камеры последнего оборота в несколько раз больше соответствующих камер предыдущих оборотов.

Форма камер на спинной стороне полукруглая или крыло-видная. Ширина и высота камер в ранних оборотах почти одинаковы, в последнем обороте ширина несколько превышает высоту, благодаря чему такие камеры приобретают валикообразный вид. Последняя камера имеет одинаковые высоту и ширину. На брюшной стороне три первые камеры почти одинаковы по размерам, очертание их неправильно треугольное, поверхность слабо выпуклая, больше других выступает вторая камера. Четвертая камера имеет полукруглое очертание. Поверхность ее слабо выпуклая. Первые три камеры составляют примерно немного больше половины всей брюшной стороны; таким образом, четвертая камера по занимаемой ею площади почти равна трем предыдущим. Швы очень тонкие, как бы начерченные, слегка углубленные, слабо изогнутые. На спинной стороне швы имеют дуговидную форму. На брюшной стороне швы, разделяющие три первые камеры, почти радиальные или слабо дуговидно-изогнутые. Последняя камера на брюшной стороне отделена от противоле-

* В переводе с латинского — обыкновенная.

жащих одним длинным швом, который на протяженности и по положению отвечает диаметру брюшной стороны. Устье представляет собой отчетливую щель, расположенную в желобообразном углублении, разделяющем устьевую поверхность на две равные части. Оно протягивается от середины основания устьевой поверхности вверх, перпендикулярно к краевому шву. Стенка тонкая, гладкая.

Р а з м е р ы: диаметр 0,11 мм, высота 0,07 мм.

К изменчивым признакам этого вида относится, кроме размеров, еще и характер ранних оборотов спирали, которые могут быть более уплощенными (и тогда поверхность спинной стороны широко-округлая) или сильно выдаваться в виде островерхой вершины.

Кроме полусферических раковин, попадались раковины почти сферические, благодаря сильно раздутой как спинной, так и брюшной стороне. Такие сильно раздутые раковины встречались в нижневоротыщенской серии пород.

Так же как у всех багателл, изменчивым признаком у этого вида является характер устьевой поверхности и положение устья. Иногда почти совсем не наблюдается желобообразного углубления, и устьевая щель поверхностная, расположенная на уплощенной устьевой поверхности. Это особенно часто наблюдается у сильно раздутых экземпляров. Очертание последней камеры на брюшной стороне не всегда полукруглое, так как высота ее иногда уменьшается, становясь в два раза меньше ширины. В таких случаях размер последней камеры на брюшной стороне бывает очень незначительным, почти таким же, как и у предыдущих камер.

Этот вид больше всего напоминает среднеэоценовых представителей *Baggatella inconspiqua* Н о w e subsp. *densa* Н. В у - к о в а subsp. n. из Западной Туркмении, описанных Н. К. Быковой (см. работу Е. В. Мятлюк, 1953).

Отличия заключаются в более сильно раздутой полусферической или даже приближающейся к сферической раковине у сравниваемого подвида, в ровном не лопадном периферическом крае, благодаря более плотному соединению камер и значительно меньшим размерам последней камеры с брюшной стороны. Затем устьевая щель и устьевой желоб, в котором она расположена, у описываемых форм значительно меньше, чем у сравниваемого подвида.

От *Baggatella inconspiqua* Н о w e из эоценовых отложений (формация Клейборн) штата Луизиана *B. divulgata* sp. n. отличается еще более сжатой спиралью, чем туркменский подвид, большей высотой камер на спинной стороне и менее выпуклой поверхностью камер на брюшной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в небольшом числе экземпляров в поляничких и нижневоротыщенских отложениях (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

*Baggatella latiaperta** sp. n.

Табл. VI, рис. 5а, б, в — 7а, б, в

Голотип № 5616 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Оригиналы № 5617, 5618, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина роталиевидная, с сильно выпуклой спинной стороной и слабо выпуклой брюшной. Брюшная сторона в центре углублена. Очертание раковины округлое. Периферический край ровный, закругленный. Высота раковины меньше ее диаметра. Спираль плотно свернутая, состоит из 2—3 оборотов. В последнем обороте 5 камер, постепенно возрастающих в размерах. Ранние обороты слабо различимы; по занимаемой площади они почти равны одной камере из первых трех последнего оборота. Камеры на спинной стороне имеют трапециевидное очертание, на брюшной стороне треугольные, за исключением последней, полукруглой. Поверхность камер на брюшной и спинной стороне выпуклая. Высота камер на спинной стороне несколько превышает их ширину, поэтому они выглядят довольно узкими.

На брюшной стороне 4 первые камеры почти одинаковы по размерам, последняя камера равна двум предыдущим. Швы тонкие, как бы начерченные, слегка углубленные, слабо изогнутые. На спинной стороне швы дуговидные, на брюшной радиальные. Устье представляет собой отчетливо выраженную щель, слегка изогнутую вперед, т. е. к периферическому краю раковины. Оно расположено в желобообразном углублении, находящемся либо посередине устьевой поверхности, либо сдвинутом в сторону. В последнем случае устьевая поверхность приобретает некоторое сходство с устьевой поверхностью представителей рода *Alabamina*, особенно в тех случаях, когда желобообразное углубление бывает глубоким и особенно сильно смещенным к периферическому краю. Длина устья составляет около $\frac{2}{3}$ высоты устьевой поверхности. Стенка тонкая, прозрачная, мелкопористая, без дополнительных скелетных образований.

Р а з м е р ы: диаметр 0,11 мм — 0,12 мм, толщина 0,06—0,07 мм. Этот весьма характерный вид благодаря роталиевидному расположению камер, сравнительно малой высоте раковины, относительно небольшим размерам последней камеры, а главное — характеру устьевой поверхности, которая имеет глубокое желобообразное углубление, часто смещающееся к периферическому краю, хорошо отличим от всех известных до сих пор видов этого рода.

* В переводе с латинского — с «латеральным устьем».

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 209

К изменчивым признакам относится высота раковины, варьирующая в очень небольших пределах, относительные размеры камер в последнем обороте на брюшной стороне, особенно размер последней камеры, которая может быть то очень большой, превышая размеры двух и даже трех соседних с ней, то сравнительно маленькой, почти равной предыдущей камере. Наиболее сильно изменчивым признаком у этого вида является характер устьевой поверхности, которая может находиться посередине последней камеры, либо сдвигаться в сторону, как сказано выше и как показано на изображенных экземплярах.

Наиболее близким видом является *Baggatella altiuscula* Subbotina, отличающаяся значительно более раздутой полусферической раковиной, меньшим числом камер, которых в последнем обороте всего четыре, и совсем иным характером устьевой поверхности.

Распространение. Встречается в заметном скоплении в поляницкой свите и единично в нижневортыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

Baggatella altiuscula Subbotina

Табл. VI, рис. 8а, б, в; 9а, б, в

1958. *Baggatella altiuscula* Субботина. Труды ВНИГРИ, вып. 115, стр. 64, табл. XII, фиг. 3а—в; 4а—в.

Оригиналы № 5620—5621 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпате, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Распространение. Обнаружена в поляницкой свите и нижневортыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

Подсемейство REUSSELLINAE Cushman, 1933

Род REUSSELLA Galloway, 1933

Тип рода — *Verneuilina spinulosa* Reuss, 1850; ср. миоцен, Венский бассейн.

1877. *Reussia* Schwaeger. Boll. R. Com. geol. Ital., т. 8, стр. 26.
Verneuilina (частично).

Распространение. Мел — ныне. В СССР немногие виды в верхнемеловых отложениях Северных Карпат. В мел Калифорнии, в мел — третичные Европы, эоцен Северной Америки, миоцен Австралии, плиоцен Египта.

Reussella spinulosa (R e u s s)

[Табл. V, рис. 7а, б, в; 8а, б, в]

1850. *Verneuilina spinulosa* R e u s s. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, т. I, стр. 374, табл. 47, рис. 12а—с.
 1884. *Verneuilina spinulosa* B r a d y. Rep. Voy. Challenger, Zoology, т. 9, стр. 384, табл. 47, рис. 1, 3.
 1930. *Verneuilina spinulosa* M a c f a d y e n. Geol. Surv. Egypt, стр. 50, табл. I, рис. 8а, б, в.

Голотип из третичных отложений Австрии.

Оригиналы № 5606, 5607 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина трехрядная, трехгранная, с вогнутыми гранями, треугольная в поперечном сечении, с заостренным начальным концом и расширенным устьевым. Каждое ребро имеет зазубренный киль, сами же ребра пластинчатые, прямые, не изогнутые. В каждом ряду насчитывается 6—7 камер. У некоторых особей наблюдается 5—5½ камер. Камеры выпуклые, снаружи к ребрам каждая камера оканчивается шипом. Последняя камера выступающая, с устьевой поверхности заостренно-сердцевидная. Швы углубленные, дуговидные, а на поздней части раковины часто сигмоидальные.

Устье петлевидное, перпендикулярное к краевому шву. Стенка тонкая, мелкопористая.

Р а з м е р ы: длина 0,44—0,46 мм, ширина 0,14—0,23 мм, толщина устьевого конца 0,07—0,10 мм.

Изменчивыми признаками являются, прежде всего, размеры раковины, особенно в отношении ее толщины, форма последней камеры, которая у некоторых особей вытянута очень сильно вверх. Варьирует ширина и длина устья. По-разному бывают зазубрены ребра, у которых шипы то более крупные, то очень мелкие.

R. spinulosa описана впервые Рёйссом (1850) из третичных отложений Австрии. Затем Эггер (1857) отметил из миоценовых отложений Германии, под тем же названием фораминифер, отличающихся от типичных особей большей шиповатостью всей поверхности камер и особенно большим развитием шипов на начальных камерах.

Особи этого вида из нижневоротыщенской свиты (олигоцен) р. Воротыще отличаются от типичных особей, а также от тортонских форм, отмеченных Л. С. Пишвановой в различных разрезах Предкарпатья и Закарпатья, прежде всего, своими очень мелкими размерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в заметном скоплении в нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще. Л. С. Пишвановой этот вид обнаружен в косов-

ской свите Предкарпатья, в тересвинской свите (тортон) Закарпатья. По данным Рёйсса (1850), известна в тортонских отложениях Венского бассейна, а именно в лейтовых известняках Нуссдорфа. Макфейдиеном (1930) обнаружена в миоценовых отложениях Египта. Палеонтологами ВНИГРИ (1952—1953) обнаружена в среднемиоценовых отложениях Албании.

Reussella regularis * sp. n.

Табл. V, рис. 9а, б, в; 10а, б, в

Голотип № 5608 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Оригинал № 5609 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, трехгранно-пирамидальная, с приостренным начальным концом и с расширенным устьевым. Грани плоские или слегка углубленные. Ребра без кия, закругленные, волнистые. В каждом из трех рядов по 5—6 камер с округлым или полукруглым очертанием и со слабо выпуклой поверхностью. Все камеры очень плотно соединены друг с другом. На каждой из граней хорошо выявлен срединный шов, как у боливин. Швы углубленные, слабо изогнутые. В ранней части раковины швы почти прямые. Размер камер возрастает очень постепенно, но последние три камеры часто бывают непропорционально велики по сравнению с предыдущими. Однако этот признак скорее можно отнести к уклоняющимся. Ранние камеры в очертании прямоугольные. Если ориентировать раковину устьевой стороной к себе, положив ее на одно из ребер, то хорошо заметна выступающая за общий контур раковины устьевая поверхность последней камеры. Устьевая поверхность имеет полукруглое очертание. По середине ее находится желобообразное углубление, протягивающееся от краевого шва до вершины раковины. В желобообразном углублении находится петлевидное устье, без губы и зуба. Каждая грань образована двумя плотно соединенными камерами. Стенка известковистая, гладкая, у некоторых экземпляров на ребрах начальных камер слабо шиповатая.

Р а з м е р ы: длина (высота) 0,11—0,14 мм, ширина 0,06—0,08 мм, толщина устьевой части 0,07—0,09 мм.

Близким видом является *R. cognata* Reuss (Рёйсс, 1865) из верхнего олигоцена Германии. Общими признаками служат: одинаковое количество камер в каждом ряду, их форма и относительные размеры, а также отсутствие кия. К отличиям относятся иное расположение камер и их большая раздутость у описываемой.

* В переводе с латинского — правильная.

мого вида. Как выше отмечено, у наших форм со стороны каждой грани расположение камер боливиновое, тогда как у *R. cognata* камеры на поздних стадиях роста сильно охватывают одна другую. У наших форм ребра сглажены, тогда как у *R. cognata* они острые. К отличиям относятся также значительно меньшие размеры наших форм.

Несколько напоминают описываемый вид *R. minuta* (Marsen) из верхнемеловых отложений р. Десны и *R. paleocenica* (Grotzen) из палеоцена Днепровско-Донецкой впадины около с. Хмелево (В. П. Василенко, 1950). Только тот и другой вид в среднем крупнее нашего и, кроме того, отличаются сильно изгибающимися рядами камер и менее выпуклой их наружной поверхностью.

Распространение. Обнаружена в нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще.

Подсемейство CAUCASININAE N. Вukova, 1959

Род CAUCASINA Chailov, 1951

Тип рода — *Bulimina schischkinskye* Samoilova, 1947, олигоцен, Крым.

Распространение. Палеоцен — миоцен. Известна в в. палеоцене (?) — н. эоцене Ферганской долины, в в. эоцене — олигоцене Средней Азии, Западной Туркмении, Прикаспийской впадины, Кавказа, Крыма и в миоцене Предкарпатья.

Caucasina tenebricosa Pischvanova*

Табл. IV, рис. 2а, б, в — 4а, б, в

Оригиналы № 5588—5590 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).

Наблюдаются заметные вариации в размерах раковин этого вида. Поляницкие экземпляры значительно более мелкие, чем нижневоротыщенские и стебникские.

Размеры 6 поляницких экземпляров из разреза р. Воротыще: высота 0,17—0,21 мм, толщина — 0,1—0,14 мм.

Средние размеры нижневоротыщенских и стебникских форм: высота 0,96—1,06 мм, толщина 0,53—0,59 мм.

У некоторых экземпляров наблюдается тенденция к угловатости последних камер, что придает раковине некоторую трехгранность. В поперечном сечении такие раковины трехлопастные.

Благодаря полушаровидной выпуклости последних камер, которые выступают над общей поверхностью раковины, многие

* Публикуется в первой статье сборника как новый вид.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 213

экземпляры приобретают гроздевидный облик. Желобообразное углубление, в котором расположено устье, протягивается у некоторых форм через всю устьевую поверхность.

У некоторых раковин верхняя, расширенная, часть устья имеет округлое очертание, у других же — овальное.

Представителей рода *Caucasina* известно пока очень мало. В олигоцене северо-восточного пригорья Малого Кавказа (Азербайджан) Д. М. Халиловым (1951) описана *Caucasina oligocenica* Chalilov, близкая к типу рода. От *C. tenebricosa* Pischvanova кавказский вид отличается более удлиненной и менее сильно раздутой раковиной, всегда округлой в поперечном сечении и имеющей одинаковую толщину во всех своих частях.

Распространение. Встречается в заметном количестве в поляницкой свите, в нижневоротыщенской свите (олигоцен) и в стебникской свите (средний миоцен) различных районов Предкарпатья.

Род *UVIGERINELLA* Cushman, 1926

Тип рода — *Uvigerina (Uvigerinella) californica* Cushman, 1926; миоцен, Калифорния.

Распространение. Эоцен — ныне. В СССР: ср. эоцен Средней Азии, Приаралья, Прикаспийской впадины; в Америке — миоцен Калифорнии.

Uvigerinella hybridica sp. n.

Табл. V, рис. 11а, б, в; 12а, б

Голотип № 5610 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Оригинал № 5611 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина удлиненная, веретеновидная, расширенная в средней части и суженная к концам. Начальный конец более сужен, чем устьевой, остальная часть повсюду почти одинакова по ширине. Ранняя трехрядная часть состоит из 2—2½ оборотов. Камеры в начальной части раздутые, шаровидные. Размеры камер в ранней части возрастают постепенно. Поверхность камер выступает за общий контур раковины, придавая ранней части гроздевидный облик. Поздняя двурядная часть раковины состоит из 2—4 оборотов, чаще встречаются раковины с 3 оборотами. Периферический край слабо волнистый. Камеры имеют округлое очертание. Размеры их возрастают незаметно. Самая последняя камера обычно меньше двух предыдущих. Срединный шов имеет сигмоидальную форму. Наиболее выпуклые камеры слабо возвышаются над общей поверхностью раковины. Швы углубленные, резко очерченные, слабо изогнутые. Устье

округлое, с небольшим горлышком типа «воротничка», без губы. Стенка гладкая, без дополнительных скелетных образований.

Р а з м е р ы: длина (высота) 0,21—0,29 мм, ширина 0,11—0,14 мм, толщина 0,07—0,09 мм.

Встреченные нами особи этого вида имеют, как правило, плохую сохранность, так что судить об изменчивости этого вида нам было трудно. Тем не менее, с уверенностью можно сказать, что наиболее сильно варьирует толщина раковины, особенно на поздних стадиях роста. Поэтому наряду с наиболее часто встречающимися более или менее раздутыми экземплярами, попадаются особи с очень сильно уплощенной двурядной частью. Имеется серия промежуточных форм от сильно раздутых к формам, у которых двурядная часть как бы расплющена. Из других изменчивых признаков следует отметить характер устьевого горлышка, которое бывает то более, то менее заметно, и у некоторых экземпляров едва возвышается над последней камерой.

Блиzkих видов в литературе пока не отмечено. Так как этот вид по ряду признаков похож, кроме представителей рода *Uvigerinella*, еще и на представителей других родов, например, по перекрученности раковины на виргулии, то мы и назвали его *U. hybridica*.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в поляницкой и нижневоротыщенской свитах Предкарпатья по р. Вортыще.

Семейство CASSIDULINIDAE Orbigny, 1839

Род CASSIDULINA Orbigny, 1826

Тип рода — *Cassidulina laevigata* Orbigny, 1826; современный, географическое местонахождение неизвестно.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В. мел — ныне. В Америке известна с верхнего мела доныне. В СССР и Западной Европе известна с эоцена до ныне.

На Карпатах встречается главным образом в центральной и северо-восточной частях Предкарпатья, начиная с поляницких отложений. Единичные экземпляры найдены в менилитовой свите.

*Cassidulina convexilocula** sp. n.

Табл. VII, рис. 1а, б, в

Голотип № 5631 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина маленькая, раздутая, с округлым контуром и рельефно выступающими камерами. Периферический

* В переводе с латинского — с выпуклыми камерами.

край широко-округлый, волнистый. В последнем наружном обороте четыре пары почти правильно шаровидных камер, заметно возрастающих в размерах и сильно выступающих за контур раковины. Пупочная часть неотчетливая. Швы углубленные, очень узкие. Устье маленькое, щелевидное, параллельное периферическому краю, типичное для рода, часто плохо выраженное. Стенка тонкая, гладкая, без дополнительных скелетных образований. Изменчивость не прослежена из-за плохой сохранности материала.

Р а з м е р ы: диаметр 0,08 — 0,15 мм, толщина 0,03 — 0,08 мм.

Наиболее близким видом является *C. tarchanensis* Chut-zieva из миоценовых отложений (тарханский горизонт) восточной части Северного Кавказа. Только кавказский вид крупнее; достигая в диаметре 0,25—0,3 мм, отличается почти одинаковым размером камер последнего оборота и большим устьем. Благодаря сильной раздутости раковины и выступающим за контур камерам описываемый вид чрезвычайно характерен и не похож ни на один известный в литературе.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в небольшом числе экземпляров в полянической свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

ОТРЯД HETERONELICIDA

Семейство BOLIVINITIDAE Cushman, 1927, trans.

N. Bykova, 1958

Подсемейство BOLIVININAE Glaessner, 1937

Род BOLIVINA Orbiguy, 1839

Тип рода — *Bolivina plicata* Orbiguy, 1839; современный, Чили.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Мел — ныне. Встречается повсеместно.

*Bolivina dentelata** sp. n.

Табл. IV, рис. 5а, б, в — 7а, б, в

Голотип № 5591 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляническая свита (олигоцен).

Оригиналы № 5592, 5593, Предкарпатья, р. Вортыще, поляническая свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина клиновидная, одинаковой толщины во всех своих частях. Характерным признаком является закругленность слегка выступающих за контур раковины периферических краев камер, что особенно хорошо выражено на последних двух

* В переводе с латинского — зубчатая.

парах камер. Начальный конец раковины приостренный, устьевой—расширенный, выступающий в виде закругленной вершины. В каждом ряду 5—6 камер, не считая начальной камеры. Камеры удлиненные, имеют закругленные периферические, а иногда и внутренние* края. Высота каждой камеры одинакова во всех частях, что придает им вид правильных прямоугольников. Характерно соединение каждой пары камер под прямым углом. Размер камер постепенно возрастает. Хорошо заметна первая шаровидная камера, за ней следуют две пары очень узких камер, различных с трудом при увеличении в 102 раза. Более молодые камеры быстро увеличиваются в размерах. Периферический край приостренный благодаря выступающим краям камер, зубчатый.

Устье обычное для рода. Стенка прозрачная, тонкая, без дополнительного скелетного образования.

Размеры изображенного экземпляра: длина (высота) 0,20 мм, ширина 0,14 мм, толщина устьевого конца 0,06 мм.

К изменчивым признакам относится ширина устьевой части раковины, благодаря чему наблюдаются формы двух типов. У одних из них ширина устьевой части лишь немного меньше, чем длина раковины. Такие формы имеют вид широкого клина. У другого типа ширина устьевого конца примерно в два раза меньше длины раковины. Эти формы напоминают узкий клин. Широко-клиновидные раковины обычно более уплощенные, чем узкоклинovidные. У последних устьевой конец сильно выступает в виде закругленной вершины.

В литературе известно много боливин с выступающими краями камер. Однако все они, как правило, имеют на каждой камере выступающий, часто в виде острия, конец, а не угловатую пластинку, как у наших форм. Типичным представителем таких боливин из третичных отложений является *Bolivina beyrichi* Reuss. Таких форм, как вышеописанная, в литературе, по-видимому, еще не было отмечено.

Может быть, к нашему виду относятся формы, обнаруженные Н. А. Волошиновой (1939) в верхнем миоцене (средний сармат) Керченского п-ова, в Коп-Такильском разрезе, названные ею *Bolivina* sp. Только керченские формы больше вытянуты в длину и имеют закругленный и менее расширенный устьевой конец. Самое же главное — периферические края камер у керченских форм выступают меньше, чем у вышеописанного вида.

Очень похожи на наших *B. dentelata* раковины *B. girardensis* Rankin из миоценовых отложений Калифорнии, описанной Кешмэном (1934). Только калифорнийский вид отличается ромбоидальным очертанием раковины, так как наибольшая ширина

* Внутренним краем нами названа часть камер у срединного шва.

ее совпадает со средней частью; кроме того, у калифорнийских особей камеры значительно длиннее и общее количество их у взрослых особей больше, достигая 13 в каждом ряду.

Распространение. Встречен в поляницкой свите (олигоцен) Предкарпатья, по разрезу р. Вортыще, около г. Трускавца.

Bolivina angusta P i s c h v a n o v a *

Табл. IV, рис. 8а, б, в; 9а, б, в

Голотип № 5200 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Тужанка, поляницкая свита (олигоцен).

Оригиналы № 5594, 5595 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Описание. Этот вид описан Л. С. Пишвановой**; поэтому приводим только наши новые наблюдения.

Наблюдаются отклонения от типичных экземпляров по форме раковины. Кроме типичных экземпляров, встречаются особи, у которых устьевой конец по сравнению с начальным расширен в два-три раза. Наблюдаются особи, у которых начальный конец уплощен, а устьевой относительно утолщен. Периферический край не всегда бывает волнистый: наблюдаются раковины с совершенно ровным и приостренным периферическим краем. Основные признаки вида, а именно, удлинено-ланцетовидная форма раковины, прямоугольные камеры, расположенные под прямым углом друг к другу, прямые, очень узкие, как бы начерченные, швы и малая толщина всей раковины, сохраняются во всех исследованных нами экземплярах.

По типу строения раковины, а главное по слабо меняющейся на разных стадиях роста высоте камер, и по отсутствию продольных ребер, этот вид напоминает *B. spathulata* (Williamson) из современных морей и *B. lomitensis* Galloway et Wisliger из плиоценовых отложений Калифорнии. Однако *B. spathulata* отличается более крупными размерами и изогнутыми камерами, которые как бы опущены книзу. Кроме того, у них сильнее приострен периферический край, более заметно увеличение размеров камер на последних стадиях роста, и в местах сочленения камер у срединного шва находятся треугольной формы натеки из прозрачного раковинного вещества. Последних никогда не наблюдается у *B. angusta* P i s c h v a n o v a. Калифорнийский вид отличается еще значительно более крупными размерами, особенно толщиной раковины, которая в поперечном сечении сравнительно широко-овальная, в то время как *B. angusta*,

* Публикуется в первой статье данного сборника, как новый вид.

** В данном сборнике в первой статье.

очень сильно уплощенная, представляет собой очень тонкую пластинку.

Несколько напоминает описываемый вид *B. tarchanensis* Subbotina et Chutzieva из чокракских и тарханских отложений Северного Кавказа, которая к тому же также маленькая и у нее камеры также незаметно увеличиваются в размере по мере нарастания. Особенно близки формы, обладающие узкой раковиной. Только у *B. tarchanensis* часто устьевой конец более толстый, и камер у нее в большинстве случаев больше, до 11—12 в каждом ряду.

Распространение. Встречается в незначительном числе экземпляров в поляницкой свите (олигоцен) и в нижневоротыщенской свите Предкарпатья, по р. Воротыще. Л. С. Пишва-нова (1953) отмечает этот вид в поляницкой свите многих разрезов.

Bolivina aff. *arta* Masfadyen

Табл. IV, рис. 10а, б, в

Оригинал № 5596 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина овальной формы, для представителей рода *Bolivina* утолщенная. Толщина одинакова во всех частях раковины. Начальный и устьевой концы слегка округлены. Начальный конец примерно в 2—3 раза уже устьевого. Наибольшая ширина раковины отвечает двум последним камерам. Периферический край ровный, приостренный. В поперечном сечении раковина линзовидная. Начальная камера крупная, шаровидная, отвечает всему нижнему концу раковины. В каждом ряду десять камер, быстро возрастающих в размерах. Камеры прямоугольные, расположены под прямым углом одна к другой. Последние две камеры имеют сглаженные контуры. Очертание их треугольное. Поверхность камер слабо выпуклая, длина (высота) в два раза меньше их ширины. Швы прямые, расположены, так же как и камеры, под прямым углом друг к другу, на последних камерах швы слегка изогнутые. Хорошо выделяется зигзагообразный срединный шов, состоящий из мало отличающихся по размерам (почти одинаковых) отрезков, расположенных под прямым углом друг к другу. Все швы двуконтурные, прозрачные, стекло-видные, находятся на одном уровне с поверхностью камер. Устьевой конец слегка возвышается. Устье типичное для рода. Стенка тонкая, мелкопористая, без дополнительных скелетных образований.

Размеры: длина (высота) 0,32 мм, ширина 0,13 мм; толщина 0,06 мм.

Благодаря однообразной форме камер, характерному расположению их, постепенному увеличению в размерах, двуконтур-

ным швам и общей форме раковины этот вид очень напоминает *B. antiqua* Orbigny из миоценовых отложений окрестностей Вены. От нее отличается меньшими размерами, более широко-овальной раковиной, более прямыми и менее сильно наклоненными швами и наличием около срединного шва стекловидных треугольных образований.

От типичной *B. arta* из миоценовых отложений Египта отличается более прямыми швами и меньшими размерами.

Возможно, что нам встретилась разновидность *B. arta* Maffaduep, но недостаточное количество материала не позволяет утвердительно решить, так это или нет.

Распространение. Встречается в полянической и в нижеворотыщенской свитах (олигоцен) Предкарпаття, по р. Воротыще.

*Bolivina carnata** sp. n.

Табл. IV, рис. 11а, б, в; 12а, б, в

Описание. К этому виду относятся две выделенные нами разновидности, описание которых приводится ниже. Раковина у этих разновидностей более раздутая, чем у многих боливин.

Особенно бросается в глаза ее толщина у наиболее крупных экземпляров. Форма раковины клиновидная. Периферический край округлый. В каждом ряду насчитывается по 6—8 камер. Ранняя камера шаровидная, значительно более крупная, чем каждая из последующих близко расположенных камер. В трех начальных рядах камеры узкие, имеющие вид прямоугольных полосок, расположенных друг против друга почти супротивно. Следующие камеры расположены одна над другой с заметным наклоном. Начиная с четвертого ряда камеры резко увеличиваются в высоту и в ширину. Последняя камера выступает кверху, придавая устьевому концу раковины заметную угловатость. Поверхность камер слегка выпуклая, особенно около срединного шва и периферического края. Швы углубленные, вначале прямые, затем становятся изогнутыми. Срединный шов зигзагообразный. Устьевая поверхность полукруглая. Устье имеет вид низкой и широкой щели, напоминая больше устье гюмбелин, чем устье боливин. Стенка тонкая, отчетливо пористая, без дополнительных скелетных образований.

Размеры: длина (высота) 0,15—0,25 мм, ширина 0,08—0,12 мм, толщина 0,06—0,08 мм.

Изменчивость у этого вида выражается в размерах, особенно изменчива толщина. Кроме того, иногда меняется характер устьевого конца, который бывает то более, то менее суженным. Не

* В переводе с латинского — толстая.

всегда одинаков рост камер. Попадают экземпляры, у которых камеры возрастают очень постепенно, почти незаметно.

Наиболее похожи на этот вид представители *B. granti* Рап-кин, описанные в работе Кешмана и Клейнцелля (1934) из миоцена Калифорнии. Только у нашего вида значительно меньше размеры, в поперечном сечении раковина у него овальная и без тенденции становиться ромбической, как у калифорнийского вида, и швы ровные, без такой явно выраженной извилистости, как у него.

Других близких видов мы не видели.

Распространение. Встречена в незначительном количестве экземпляров в верхах поляницкой свиты (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

Bolivina carnata var. *carnata* sp. et var. n.

Табл. IV, рис. 11а, б, в

Голотип № 5597 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина толстая от низу до верху и относительно крупная. У устьевого конца наиболее сильно расширенная. В каждом ряду по 8 камер. Швы без тенденции к извилистости, ровные, вначале прямые, затем дуговидные.

Размеры: длина (высота) 0,25—0,3 мм, ширина 0,12—0,15 мм, толщина 0,08 мм.

Остальные признаки те же, что и для вида в целом.

От *B. carnata* var. *complanata* sp. et var. n. отличается более крупными размерами, особенно большей толщиной раковины от низу до верху, в то время как другая разновидность имеет сплюснутый устьевой конец. Кроме того, все швы у нее ровные, не извилистые.

Распространение. Встречена в верхах поляницкой свиты (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще.

Bolivina carnata var. *complanata* sp. et var. n.

Табл. IV, рис. 12а, б, в

Голотип № 5588 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, овального очертания, начальный конец уплощенный, к устьевому концу раковина сильно утолщается. Как начальный, так и устьевой концы сужены. Периферический край ровный, округлый. Начальная ка-

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 221

мера явственно шаровидная, крупнее двух следующих за ней камер. Первые две пары камер узкие, слегка дуговидно изогнуты, следующие камеры заметно увеличиваются в высоту и становятся более изогнутыми. У последних двух камер высота такая же, как и ширина. По форме последние две пары камер имеют вид мелких рыбных чешуек, плотно соединенных одна с другой. Швы углубленные, дуговидные на последних камерах, с тенденцией к извилистости.

Срединный шов вначале прямой, затем становится зигзагообразным. Устьевая поверхность возвышается над предпоследней камерой, имеет полукруглое очертание. Устье протягивается почти по всей устьевой поверхности. Оно имеет вид удлиненной петли. Стенка тонкая, заметно пористая, без дополнительных скелетных образований.

Размеры: длина (высота) 0,15 мм, ширина 0,08 мм, толщина 0,06 мм.

От *B. carnata* var. *carnata* sp. et var. n. отличается меньшими размерами, уплощенностью начального конца раковины, чешуйчатым обликом последних камер, извилистыми швами между несколькими парами последних камер и выдающимся кверху устьевым концом.

Распространение. Встречена в верхах полянической свиты (олигоцен) Предкарпатя, по р. Вортыще.

Bolivina miocenica Macfadyen

Табл. IV, рис. 13а, б, в

1930. *Bolivina scalprata* Schwaeger var. *miocenica* Macfadyen. Geol. Surv. Egypt., стр. 61, табл. 4, рис. 22 а, б.

Оригинал № 5599 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина листовидная, овального очертания. Начальный конец закругленный, слегка суженный по сравнению с очень широким широко-округлым устьевым концом. Периферический край раковины приостренный, с тенденцией становиться килеватым. По направлению к срединному шву раковина утолщена. В каждом ряду 8—10 камер. Камеры широкие, низкие, расширенные у срединного шва и слегка суживающиеся к периферии. Размеры камер довольно быстро возрастают. Начальная камера крупная, отчетливо шаровидная. Около срединного шва у камер имеются зубцевидные выступы. На ранней стадии первые три пары камер расположены почти супротивно. Последние же наклонены друг к другу под тупым углом. Срединный шов, разделяющий первые 3—4 камеры, — прямой, затем он становится зигзагообразным. Септальные швы слабо дуговидно-изогнуты.

тые, стекловидные. На последних камерах швы у некоторых экземпляров выступают над поверхностью камер. Устьевой конец слегка сплюснутый. Устье представляет собой петлевидную щель, протягивающуюся по всей устьевой поверхности. Стенка тонкая, заметно пористая, с хорошо выраженными дополнительными скелетными образованиями в виде ребер, расходящихся пучком от начального конца к устьевому и не достигающих до последних рядов камер. Ребра имеют вид прямых штрихов по 3—4 с каждой стороны. На одной из сторон ребра выражены более отчетливо, чем на другой. Дополнительные скелетные образования наблюдаются и по швам.

К изменчивым признакам относится форма раковины и начального конца, что, возможно, связано с тем, что в нашем материале имеются особи, принадлежащие к различным поколениям. В то время как широкие листовидные раковины в своем начальном конце имеют большую шаровидную эмбриональную камеру, раковины другого типа клиновидные, с сильно суженным начальным концом, в начальной стадии роста имеют большое количество мелких, едва различимых двурядно расположенных камер. К изменчивым признакам относится также характер дополнительных скелетных образований. Наряду с особями, у которых хорошо выражены ребра и швы, особенно на последних камерах, резко выступающие в виде широких и высоких валиков, имеются особи, у которых ребра почти совсем не выражены и швы углубленные. У некоторых листовидных раковин дополнительные скелетные образования, по-видимому, выражены более резко, чем у узких и длинных. У очень мелких особей этого вида из поляницкой свиты по разрезу р. Воротыще наблюдается отчетливо выраженная зубцеватость швов. На мелких экземплярах ребристость прослеживается реже и выражена слабее.

Р а з м е р ы: длина (высота) 0,34 мм, ширина 0,14 мм, толщина устьевого конца 0,07 мм.

Наши формы отвечают описанию и изображению *B. scalprata* Schwaeger var. *miocenica* Masciaduei (1930), описанной из миоценовых отложений Египта. Сходство заключается во всех основных признаках, т. е. в размерах, в листоватой форме раковины, в остром периферическом крае, в числе камер, в зубцевидных выступах камер. В общем, по нашему мнению, мы имеем в своем распоряжении тот же вид, что описал Макфейдиен. Однако описанные Макфейдиеном формы обладают частично другими признаками и встречаются в миоцене, а не в олигоцене, как наши. Это заставляет нас считать макфейдиеновские формы особым видом, а не разновидностью эоценовой *B. scalprata*.

Р а с н р о с т р а н е н и е. Встречается в заметном скоплении в низах нижневоротыщенских отложений (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще.

Bolivina aenariensiformis Mjatluk sp. n.

Табл. V, рис. 1а, б, в—6а, б, в

Оригиналы № 5600—5604 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Оригинал № 5605, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

О п и с а н и е. Раковина продолговатая, сжатая, заостренная и уплощенная в ранней части, к устьевому концу постепенно расширяющаяся и утолщающаяся. Наибольшая ширина и толщина раковины приходится у устьевого конца, наружное очертание которого имеет вид закругленной вершины. Всего у взрослой раковины 11—12 камер в каждом ряду. В ранней части, состоящей из четырех оборотов, камеры менее заметно возрастают в размерах, чем в остальной части раковины. Камеры имеют вид прямоугольных полосок, расположенных друг к другу почти под прямым углом. Поверхность камер ровная, слегка выпуклая. Высота камер примерно в два раза меньше их ширины. Периферический край приостренный, ровный или очень слабо волнистый в поздней части раковины. Швы двуконтурные, прозрачные, наклоненные книзу, слегка изогнутые на последних камерах, зубчатые. Срединный шов зигзагообразный, уплощенный, или слегка возвышающийся, отчетливый в поздней части раковины. Септальные швы слегка расширены у срединного шва и утончаются к периферическому краю.

Устье типичное для боливин, протягивается по всей устьевой поверхности.

Стенка мелкопористая, снабжена тонкими продольными ребрышками из стекловидного вещества. Наблюдается одно более толстое ребрышко, проходящее вдоль срединного шва, и несколько более тонких, расположенных по обе стороны от срединного шва. Более тонкие ребрышки волнистые. На последние 2—4 камеры ребра не протягиваются. Ребристость, кроме срединного ребрышка, заметна лишь при увеличении свыше в 100 раз и при смачивании раковины водой.

Р а з м е р ы: длина (высота) 0,18—0,37 мм, ширина 0,09—0,17 мм, толщина устьевого конца 0,05—0,09 мм.

К изменчивым признакам относится, прежде всего, общая форма раковины. Наряду с клиновидными экземплярами наблюдаются формы с овальным контуром, у которых начальный конец закруглен, а не приострен, и по ширине он примерно в два раза уже устьевого, в то время как у форм с приостренным начальным концом устьевой конец шире в 4 и 5 раз. Формы с овальным контуром обычно имеют большую толщину в начальной части, отчего выглядят более равномерно утолщенными. У некоторых экземпляров наблюдается очень крупная начальная камера, так

что каждая из следующих за ней четырех камер по своему объему меньше.

Весьма изменчивым признаком является ширина и высота швов, которые могут быть сильно выступающими и по своей ширине значительно варьировать от очень узких, почти одноконтурных, до явно двуконтурных, широких, валикообразно выступающих.

Ребристость часто бывает совсем незаметной, и только при очень внимательном рассмотрении можно увидеть очень легкую продольную исчерченность нижнего конца раковины.

В общем наблюдаются два типа раковин этого вида. К одному относятся формы с уплощенным и приостренным начальным концом, образованным тремя или четырьмя оборотами. Камеры у них в начальном конце мелкие, очень низкие и незаметно возрастающие в размерах по мере роста. К другому типу относятся формы с расширенным и более утолщенным начальным концом, образованным двумя оборотами. Камеры в начальном конце таких раковин более крупные, чем у форм с приостренным начальным концом и особенно отчетливо выделяется крупная шаровидная первая камера. В целом раковины второго типа также более крупные и с широкими выступающими швами.

Этот вид впервые отмечен Е. В. Мятлюк из верхнеэоценовых отложений Восточных Карпат (попельская свита). Только палеогеновые формы отличаются от обнаруженных нами в поляницкой свите значительно большими размерами (длина — высота 0,22—0,40 мм, ширина 0,11—0,19 мм, толщина 0,07—0,10 мм). Кроме того, у них ромбоидальное очертание поперечного сечения, благодаря выступающим срединным швам и приостренной части раковины у периферического края. Затем у них всегда отчетливо выражен киль и значительно лучше выражена скульптура в виде продольных ребер.

Е. В. Мятлюк сравнивает свои формы с *B. scalprata*, описанными Швагером из среднего эоцена Египта, однако самые широкие раковины *B. aenariensisformis* значительно уже, чем *B. scalprata*, и всегда имеют зигзагообразные швы на последних камерах, что не наблюдается у *B. scalprata* Schwa g e r.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена в весьма заметном скоплении в поляницкой свите и особенно в низах нижневоротыщенской свиты (олигоцен) Предкарпатья, по р. Воротыще. Е. В. Мятлюк (1953) отмечает этот вид в большом скоплении во многих разрезах попельской свиты (верхний эоцен) Восточных Карпат.

Подсемейство BOLIVINITINAE C u s h m a n, 1927

Род BOLIVINITA C u s h m a n, 1927

Тип рода — *Textularia quadrilatera* S c h w a g e r, 1866; плиоцен, о-в Кар-Никобар.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 225

Распространение. Мел — ныне. Известна из в. мела — палеоцена Европейской части СССР, Западной Туркмении, а также из в. мела третичных отложений Западной Европы, Северной Америки, северных районов Южной Америки. Современные распространены в Индийском и Тихом океанах.

*Bolivinita cuneolus** sp. n.

Табл. III, рис. 14а, б, в

Голотип № 5586 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен).

Описание. Раковина маленькая, клиновидная, очень сильно уплощенная, одинаковой толщины во всех своих частях. Периферический край ровный, как бы обрезанный, отчего выглядит двуконтурным. Наибольшая ширина раковины совпадает с поверхностью двух последних камер. Камеры слегка вогнутые, имеют полукруглое очертание, последние две крыловидные. Размеры камер быстро возрастают. Ширина камер в 2—3 раза превышает их высоту (длину). Каждый ряд состоит из 5 камер, плотно прилегающих друг к другу, расположенных одна над другой и наполовину охватывающих одна другую.

Устьевой конец несколько возвышается в виде полукруглого выступа над поверхностью последних камер. Швы дуговидно-изогнутые, углубленные, очень тонкие, так что выглядят одноконтурными, как бы начерченными на поверхности раковины. Срединный шов неособенно отчетливый, волнистый. Устье занимает всю устьевую поверхность. Стенка известковистая, мелкопористая, без дополнительных скелетных образований.

Размеры: длина (высота) 0,14 мм, ширина 0,10 мм, толщина 0,02 мм.

Наша форма больше всего напоминает сенонскую *B. quadrilatera* (Schwager), отличаясь от нее примерно в два раза меньшими размерами, быстрым ростом камер, отсутствием тенденции к однородности и тонкими швами.

Возможно, мы встретили новый род, но имеющийся материал недостаточен для каких-либо заключений.

Распространение. Встречена в единичных экземплярах в поляницкой свите (олигоцен) и в небольшом скоплении в нижневоротыщенской свите (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Семейство HETERONELICIDAE Cushman, 1927

Род GÜMBELINA Egger, 1899

Тип рода — *Textularia globulosa* Ehrenberg, 1840; в мел, Англо-Парижский бассейн.

* В переводе с латинского — клинышек.

Распространение. Н. мел — олигоцен (Европа, Азия, Америка). В СССР часто встречается в массовых скоплениях в в. мелу, в некоторых горизонтах в. эоцена Северного Кавказа и олигоцена Предкарпатья.

Gümbelina gracillima (Andreae)

Табл. III, рис. 10а, б, в — 13а, б, в

1884. *Textilaria gracillima* Andreae. Abh. Geol. Spec. Karte Elsass Lothar., ч. 2, стр. 143, табл. VIII, рис. 9.

Оригиналы № 5582—5585 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен).

Подробное описание этого вида дано Л. В. Ивановой*. Поэтому приводим только наши новые наблюдения об изменчивости этого вида, полученные на материале наших сборов.

К изменчивым признакам относится, прежде всего, степень расхождения последних двух камер, которые бывают так свободно соединены друг с другом, что ширина их становится лишь немного меньше высоты всей раковины в целом. У таких форм две последние камеры благодаря своим большим размерам и шаровидной форме выходят за контур остальной части раковины. Периферический край, в таком случае, становится волнистым. Кроме того, изменчивым является соотношение размеров двух последних камер и предыдущих. Наблюдаются раковины, у которых последние две камеры непропорционально велики по сравнению с предыдущими. Однако у многих экземпляров последние две камеры по размерам равны предыдущей паре или лишь немного больше, чем она. Весьма изменчива ширина камер вообще, благодаря чему наблюдаются более узкие и более широкие раковины. Попадают такие широкие экземпляры, у которых ширина камер в два раза превышает высоту. Эти формы на первый взгляд напоминают *G. globulosa* (Ehrenb.), отличаясь значительно меньшими размерами, более плотным соединением остальных камер и все же более узкой раковиной, даже у самых широких особей.

Распространение. Встречается в очень большом числе экземпляров в поляницкой и нижневортыщенской свитах (олигоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца, и по другим разрезам.

ОПИСАНИЕ РАДИОЛЯРИЙ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В исследованном материале обнаружена в заметном количестве группа мелких радиолярий, встречаемая в верхневортыщенской свите. Новизна материала заставила обратить внимание на найденные формы, часть которых была описана.

* Печатается в данном сборнике в первой статье.

Ввиду того, что автор не является специалистом по радиоляриям, в описании, возможно, имеются упущения, и даже ошибки. За все замеченные недостатки автор будет весьма признателен. Родовые определения сделаны, как выше уже указано, при участии сотрудника ВСЕГЕИ Р. Х. Липман и частично молодого специалиста ВНИГРИ Н. П. Руневой.

Раньше радиолярии из названных отложений никем не описывались, поэтому автор решил дать хотя бы краткую характеристику встречаемых форм с указанием распространения отмеченных родов и видов в современных океанах и в ископаемых осадках. Описания родов даны в основном по Геккелю (1887). Видовые определения сделать для всех форм не удалось, так как по каждому виду имелось очень мало экземпляров. Притом скелеты в большинстве случаев были плохой сохранности.

Находки радиолярий существенно дополняют наши представления об ископаемых остатках из соленосных отложений Предкарпатя и, что самое главное, позволяют охарактеризовать верхне-вортыщенскую свиту, которая очень слабо палеонтологически освещена и практически считалась немой.

Обнаружены представители двух отрядов радиолярий, а именно — отряда Spumellaria и отряда Nassellaria. Из отряда Spumellaria обнаружены представители подотряда Sphaeroidea (скелеты в виде одной простой сферы или двух и более, вложенных одна в другую), сем. Liosphaeridae (скелет без радиальных игл) (род *Cenosphaera*) и сем. Stylosphaeridae (род *Xiphostylus*), сем. Astrosphaeridae (род *Spongiomma*) подотряда Prunoidea, сем. Ellipsidae (род *Cenellipsis*) и подотряда Discoidea, сем. Cenodiscidae (род *Trochodiscus*).

Из отряда Nassellaria обнаружены представители семейств Cyrtosphaeridae, подсем. Cyrtocalpinae (род *Cyrtocalpis*), подсем. Sethocyrtinae (род *Dicolocapsa*, род *Dictyocephalus*), подсем. Lithocampinae (род *Ductyomitra*, род *Lithomitra*).

ОТРЯД SPUMELLARIA Ehrenberg, 1875

Подотряд SPHAEROIDEA Naeske, 1887

Семейство LIOSPHAERIDAE Naeske, 1881

Род CENOSPHERA* Ehrenberg, 1854

Д и а г н о з. Скелет сферический, гладкий, состоит из одной камеры с пористой (решетчатой) стенкой, без радиальных игл. Род *Cenosphaera* обладает наиболее просто устроенным скелетом из всех прочих Sphaeroidea. По мнению Геккеля (1887), предста-

* В переводе с греческого — полая сфера.

вители этого рода могут рассматриваться как предковые формы всех Sphaeroidea. Некоторые виды легко могут быть приняты за представителей рода *Collosphaera*, но у последнего форма скелета обычно неправильная, тогда как у рода *Cenosphaera* всегда совершенно правильная.

Распространение. Виды этого рода известны среди ныне живущих радиоларий в Индийском океане близ Цейлона, в центральной и южной частях Тихого океана, в Средиземном море, в Атлантическом океане. Некоторые виды известны в Антарктическом океане.

Они встречаются, по данным экспедиции Челленджера (1873—1876), как в поверхностных толщах воды, так и в глубинах, до 5300 м.

В ископаемом состоянии, по данным Геккеля (1887), известны в третичных породах о-ва Барбадоса. По данным Р. А. Липман (1952), встречаются в туроне, сантоне и маастрихте района г. Кузнецка Пензенской области.

Cenosphaera semisphaerica sp. n.*

Табл. VIII, рис. 1а, б, в

Голотип № 5645 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет полый, полусферический, с крупным устьем, без радиальных игл. От типичных представителей рода, обладающих сферическим скелетом, в основном отличается полусферической формой и крупным устьем.

Размеры: диаметр полусферы 0,19 мм, диаметр устья 0,11 мм, толщина 0,09 мм.

Распространение. Встречена в нескольких пластах глини верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Вортыще, около г. Трускавца и по р. Слонице, около с. Стебник.

Cenosphaera sp. 1.

Табл. VIII, рис. 2

Оригинал № 5640 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет почти сферический, слегка вытянут кверху в небольшое горлышковидное образование. Хорошо заметна ячеистая поверхность.

Размеры: длина по оси вместе с горлышком 0,14 мм, диаметр 0,12 мм.

* В переводе с латинского — полусферическая.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 229

Распространение. Встречена в глинах верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Слоницы, около с. Стебник.

Cenosphaera sp. 2

Табл. VIII, рис. 3

Оригинал № 5647 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
Диагноз. Скелет правильно-сферической, ячеистый, с небольшим горлышковидным возвышением.

Размеры: длина по оси вместе с горлышком — 0,11 мм, диаметр 0,11 мм.

Распространение. Встречена в глинах верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Вортыще, около г. Трускавца.

Семейство STYLOSPHAERIDAE **Наскел, 1881**

Род XIPHOSTYLUS* **Наскел, 1881**

Диагноз. Скелет состоит из одной сферической пористой (решетчатой) камеры с двумя иглами неодинакового размера, расположенными радиально по одной оси. Концы игл свободные, находятся вне скелета. Иглы бывают различной формы и размеров.

Род *Xiphostylus* отличается от близкого рода *Xiphosphaera* неодинаковыми размерами игл.

Распространение. Встречается среди ныне живущих радиолярий в западной тропической части Тихого океана, в Австралийском море, в Индийском океане, в северной и центральной частях Тихого океана, в Атлантическом океане. Обнаружен преимущественно в глубинных толщах воды, примерно 2500—8000 м. Реже встречается в поверхностных толщах воды. Известен среди третичных форм о-ва Барбадоса.

Xiphostylus sp.

Табл. VIII, рис. 4

Оригинал № 5648 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет имеет вид очень мелкопористой сферы с двумя неравными иглами, расположенными полярно по одной оси. Одна из игл имеет вид короткого и толстого пипа, немного возвышающегося над поверхностью скелета. Другая представляет собой толстую и длинную иглу, свободная часть которой сильно

* В переводе с греческого — мечевидный.

вытянута; длина свободной части иглы несколько больше или равна диаметру сферы. К сожалению, имевшийся у нас лучший экземпляр у длинной иглы имел обломанный свободный конец.

Размеры: диаметр сферы 0,22 мм, длина короткой иглы 0,02 мм, длина длинной иглы 0,33 мм, толщина короткой иглы 0,02 мм, толщина длинной иглы у поверхности сферы 0,06 мм.

Распространение. В единичных экземплярах обнаружен в пластах глин в одном из верхних горизонтов верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Слоницы, около с. Стебник Драгобычской области.

Семейство ASTROSPHAERIDAE **Haesckel, 1881**

Род SPONGIOMMA **Haesckel, 1887**

Диагноз. Скелет имеет вид нерешетчатой сферы с многочисленными иглами.

Распространение. В современных морях встречается в поверхностных водах Тихого океана и тропической южной части Атлантического океана.

Spongiomma sp. 1

Табл. VIII, рис. 5

Оригинал № 5649 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет маленький, сферический, с короткими и очень мелкими шипами.

Размеры: диаметр вместе с шипами 0,09 мм.

Распространение. Встречена в нескольких пластах глин верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Воротыще, около г. Трускавца.

Spongiomma sp. 2

Табл. VIII, рис. 6

Оригинал № 5650 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, г. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет неправильной шаровидной формы, с довольно крупными широкими и длинными, приостренными на свободном конце, шиповидными выростами.

Размеры: диаметр вместе с шипами 0,12 мм.

Распространение. Встречена в нескольких пластах глин верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Воротыще, около г. Трускавца.

Подотряд PRUNOIDEA *Н а е с к е л*, 1883

Семейство ELLIPSIDAE *Н а е с к е л*, 1882

Род CENELLIPSIS* *Н а е с к е л*, 1887

Д и а г н о з. Скелет эллипсоидный, гладкий, без игл. К этому роду относятся наиболее просто устроенные формы данного семейства. Представители этого рода считаются Геккелем (1887) предковыми формами всего семейства.

Род *Cenellipsis* соответствует роду *Cenosphaera* среди Sphaeroidea. Предполагается, что он произошел от рода *Cenosphaera* путем вытягивания скелетов по оси.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Известен среди современных радиолярий, живущих главным образом в поверхностных толщах воды Тихого океана, Индийского океана около Цейлона и экваториальной части Атлантического океана. Реже отмечен в глубинных толщах воды от 3500 до 5300 м (южная часть Атлантики и центральная часть Тихого океана).

В ископаемом состоянии известен среди третичных радиолярий о-ва Барбадоса и в СССР, по данным Р. Х. Липман (1952), в сантоне, кампане и маастрихте района г. Кузнецка Пензенской области.

Cenellipsis aff. *elliptica* *Л и р м а н*

Табл. VIII, рис. 7

Оригинал № 5651 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Д и а г н о з. Скелет яйцевидный, имеет вид замкнутой сильно раздутой оболочки. Поры очень мелкие.

Р а з м е р ы: длина по большой оси 0,25 мм, по малой оси — 0,18 мм, толщина 0,16 мм.

От *C. elliptica* *Л и р м а н* из верхнемеловых отложений района г. Кузнецка Пензенской области отличается в основном значительно большими размерами, превышающими размеры особей из мела района г. Кузнецка примерно в два раза.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В единичных экземплярах обнаружен в глинах одного из самых верхних горизонтов верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Слоницы около с. Стебник Драгобычской области.

* В переводе с греческого — полный эллипсоид.

Подотряд DISCOIDEA Haesckel, 1862

Семейство CENODISCIDAE Haesckel, 1887

Род TROCHODISCUS* Haesckel, 1887

Д и а г н о з. Скелет с многочисленными, от 10 до 80, радиальными иглами по краю диска. Их размеры могут быть различны. Расположение игл обычно неправильное. По большей части они расположены в одной экваториальной плоскости, но иногда располагаются в 2 или 4 параллельных ряда.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В современных морях встречается в Тихом океане, на глубине примерно 3500—5300 м, в Атлантическом океане — на тех же глубинах.

Trochodiscus sp.

Табл. VIII, рис. 8

Оригинал № 5652 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Д и а г н о з. Скелет сравнительно крупный, дисковидный, слегка двояковыпуклый, с многочисленными длинными и более короткими иглами. Иглы расположены в несколько рядов по периферическому краю диска.

Р а з м е р ы: диаметр 0,23 мм, толщина 0,1 мм. От *Trochodiscus spiniger* Lirshap (Липман, 1952) отличается двумя типами игл и их расположением в несколько рядов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречен в одном пласте глини верхневоротыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатья, в разрезе р. Слоницы, около с. Стебник.

ОТРЯД NASSELLARIA Ehrenberg, 1875

Подотряд CYRTELLARIA Haesckel, 1881

Семейство CYRTOIDAE Haesckel, 1862

Подсемейство CYRTOCALPINAЕ Haesckel, 1887

Род CYRTOCALPIS** Haesckel, 1860

Д и а г н о з. Скелет имеет вид урны овального очертания, сужающейся к открытому устью. Вершина без игл; иглы отсутствуют вообще.

* В переводе с греческого — колесовидный диск.

** В переводе с греческого — корзинообразная урна.

Микрофауна олигоценых и миоценовых отложений р. Вортыще 233

Распространение. Встречается в Средиземном море, в тропической части Атлантического океана, в Тихом океане. Обнаруживается как в поверхностных толщах воды, так и в глубинных, примерно до 8000 м.

В ископаемом состоянии известен в третичных отложениях Сицилии.

*Cyrtocalpis sacculus** sp. n.

Табл. VIII, рис. 9а, б, в

Голотип № 5653 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет в очертании полуовальный, в виде широкого мешочка, сужающегося к открытому устью. Устьевой край скелета закруглен, как бы ввернут в полость. Вершина округлая.

Размеры: диаметр скелета 0,13 мм, высота 0,1 мм, диаметр устья 0,8 мм.

Распространение. Встречен по несколько экземпляров в трех образцах верхневортыщенских отложений (нижний миоцен) Предкарпатья по р. Вортыще, около г. Трускавца и по р. Слонице, около с. Стебник.

Подсемейство SETHOCYRTINAE Haesckel, 1887

Род DICTYOCEPHALUS ** Ehrenberg, 1860

Диагноз. Скелет двукамерный, начальная камера, составляющая верхушку скелета, округлая, без рога, вторая камера яйцевидной формы или приближающейся к цилиндрической, с более или менее суженным устьем, которое может быть простым или может иметь кольцевидный вырост — перистому.

Этот род, возможно, произошел от *Sethocorys* благодаря редукции апикального (верхушечного) рога.

Распространение. Среди современных радиолярий известен в Средиземном море около Смирны, в центральной части Тихого океана, в северной и тропической частях Атлантического океана, в Арктическом океане около Гренландии. Встречается как в поверхностных толщах воды, так и в глубинных, до 5300 м.

В ископаемом состоянии известен из третичных отложений Сицилии и о-ва Барбадоса.

Dictyocephalus sp.

Табл. VIII, рис. 10а, б

Оригинал № 5654 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

* В переводе с латинского — мешочек.

** В переводе с греческого — решетчатая голова.

Д и а г н о з. Скелет сравнительно маленький, двукамерный, имеет вид узкого и высокого шлема с пережимом посередине. Обе камеры округлые в очертании. Устьевой конец суженный. Устье маленькое, в виде более крупной, чем остальные, поры. Около устья имеется широкий вырост скелета — перистома, благодаря чему скелет выглядит закрытым.

Р а з м е р ы: высота скелета 0,1 мм, высота первой камеры 0,05 мм, высота второй камеры 0,05 мм, диаметр первой камеры 0,05 мм, диаметр второй камеры 0,07 мм, диаметр устьевой части 0,01 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Обнаружены единичные экземпляры в верхневоротыщенских отложениях (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Род *DICOLOCAPSA** Н а е с к е l, 1881

Д и а г н о з. Скелет двукамерный, закрытый. Начальная камера почти сферическая, без апикального (верхушечного) рога.

Р а с п р о с т р а н е н и е. В современных океанах известна в центральной и западной частях Тихого океана, в глубинных толщах воды 4500—8000 м. В ископаемом состоянии известна на о-ве Барбадосе.

Dicolocapsa pupoides ** sp. n.

Табл. VIII, рис. 11

Голотип № 5655 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Д и а г н о з. Скелет закрытый, двукамерный, мелкопористый, с неправильными по форме, беспорядочно разбросанными порами. Начальная камера маленькая, почти сферическая, немного вытянутая кверху, с острой вершиной. Вторая камера овальная, превышает первую в 3—4 раза, отделяясь от нее хорошо выраженным пережимом, отвечающим перегородке между камерами. Устьевая часть закрытая. Весь скелет в целом напоминает маленькую куколку бабочки.

Р а з м е р ы: высота скелета 0,15 мм, наибольшая толщина 0,09 мм, высота начальной камеры 0,05 мм, высота второй камеры 0,1 мм.

Близким видом является *D. kalilimnii* V i n a s s a, описанный Винасса (1901) из верхнемеловых отложений о-ва Карпатос около Греции. У него скелет также двукамерный, но первая камера без острия, а вторая камера почти правильно сферическая и очень большая. Кроме того, размеры всего скелета *D. kalilimnii* почти

* В переводе с греческого — деленная надвое капсула.

** В переводе с латинского — куколковидная.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 235

в два раза больше. По всей вероятности, более близким видом является *D. elongata* Vinassa из миоценовых отложений Италии, которая ближе и по размерам и по форме первой камеры, но все же более крупная, чем наша, и более раздутая.

Распространение. Обнаружена в нескольких экземплярах в глинах верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) Предкарпатъя, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

*Dicolocapsa bicamerata** sp. n.

Табл. VIII, рис. 12а, б; 13

Голотип № 5656 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Оригинал № 5657 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Диагноз. Скелет двукамерный, закрытый, мелкопористый, с короткими и тонкими игольчатыми шипами. Первая камера сравнительно крупная, сферическая. Вторая камера также сферическая, примерно в полтора-два раза крупнее начальной, отделяется от нее хорошо выраженным пережимом в виде сравнительно глубокой бороздки. Весь скелет в целом несколько напоминает представителей нодозароидных фораминифер. Кроме экземпляров с округлой первой камерой, попадались формы с приостренной вершиной, напоминающие по общему облику *D. bicamerata* sp. n., но отличающиеся от нее более крупными размерами.

Размеры голотипа: высота скелета 0,17 мм, высота первой камеры 0,07 мм, высота второй камеры 0,1 мм, диаметр первой камеры 0,08 мм, диаметр второй камеры 0,10 мм.

Размеры оригинала № 5657: высота скелета 0,18 мм, высота первой камеры 0,08 мм, высота второй камеры 0,1 мм, диаметр первой камеры 0,07 мм, диаметр второй камеры 0,11 мм.

Распространение. Обнаружена в нескольких экземплярах в верхневортыщенских отложениях (нижний миоцен) Предкарпатъя, по р. Вортыще, около г. Трускавца, и по р. Слонице, около с. Стебник.

*Dicolocapsa piriformis*** sp. n.

Табл. VIII, рис. 14а, б

Голотип № 5658 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатъя, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

* В переводе с латинского — двукамерная.

** В переводе с латинского — грушевидная.

Д и а г н о з. Скелет двукамерный, закрытый, грушевидной формы. Обе камеры, вместе взятые, представляют одно образование, так как отделены друг от друга снаружи лишь слабо намечающейся бороздкой. Первая камера кверху немного вытянута и заострена. Вторая камера сильно раздутая, почти сферическая, без всяких выростов.

Р а з м е р ы: высота скелета 0,12 мм, высота первой камеры 0,05 мм, высота второй камеры 0,07 мм, диаметр первой камеры 0,07 мм, диаметр второй камеры 0,1 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Обнаружена в нескольких экземплярах в верхневоротыщенских отложениях (нижний миоцен) Предкарпатя, по р. Воротыще, около г. Трускавца.

Подсемейство LITHOCAMPINAE Haesckel, 1887

Род *DICTYOMITRA** Zittel, 1876

Д и а г н о з. Скелет многокамерный, башенковидный, конической формы, постепенно расширяющийся к широко открытому устью. Вершина приостренная, но без иглы.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается среди современных радиолярий в Средиземном море около о-ва Крит и в Тихом океане, в тропической и южной его частях. Распространена в глубинных водах, примерно 2500—5000 м.

В ископаемом состоянии известна в третичных отложениях на о-ве Барбадосе и в мелу Северной Германии.

В СССР представители этого рода найдены Р. Х. Липман (1952) в массовых скоплениях в сантоне и кампане г. Кузнецка Пензенской области.

*Dictyomitra cellulata*** sp. n.

Табл. VIII, рис. 15а, б

Голотип № 5659 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатя, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Д и а г н о з. Скелет тонкий и высокий, многокамерный, башенковидный, с заостренной вершиной и расширенным основанием. В поперечном сечении скелет округлый. Всего в скелете насчитывается девять низких камер, почти одинаковых по высоте от первой до последней. Камеры отделены друг от друга поперечными утолщениями, рельефно выступающими в виде валикообразных ребер. Каждое поперечное ребро отвечает границе между смежными камерами. Кроме поперечных ребер, скелет имеет продольные ребра такого же характера, как и поперечные. Продольные ребра протягиваются в виде расходящегося пучка от

* В переводе с греческого — сетчатый коллак.

** В переводе с латинского — ячеистая.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 237

вершины скелета к его основанию. Пересекающиеся друг с другом продольные и поперечные ребра и углубления между ними образуют своеобразную ячеистую структуру скелета.

Устье представляет собой сравнительно большое округлое отверстие в основании скелета.

Размеры: высота скелета 0,20 мм, диаметр основания 0,11 мм, диаметр устья 0,05 мм.

Распространение. Обнаружена в нескольких экземплярах в верхневортыщенских отложениях (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Dictyomitra ex gr. *striata* L i p m a n

Табл. VIII, рис. 16а, б—19а, б

Оригиналы № 5660, 5661 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Оригиналы № 5662, 5663 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слопица, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Скелет многокамерный, тонкий и высокий, башенковидный, с приостренной вершиной и расширенным основанием, напоминает детскую игрушку — пирамидку. Камер 6—10, наиболее часто встречались экземпляры с 8—9 камерами. Первая камера имеет вид маленького колпачка с острым верхом. Остальные камеры округлые, с выпуклой поверхностью, напоминают бублики различного диаметра, наложенные друг на друга по одной оси. По высоте камеры очень незаметно увеличиваются так что каждые соседние камеры, за исключением последней, имеют почти одинаковую высоту. Последняя же камера по высоте иногда больше в 2 раза предыдущей. Ширина камер различна. Первая камера по ширине примерно вдвое меньше последней камеры.

Границы между камерами отчетливые, благодаря тому, что каждая камера отделяется от соседней глубокой прямой бороздкой, перпендикулярной оси раковины. Все бороздки строго параллельны одна другой. Периферический край скелета при рассмотрении его сбоку благодаря выпуклости камер — волнистый.

Весь скелет сверху до основания покрыт сплошными тонкими ребрышками, придающими скелету легкую исчерченность. Внизу скелета, у основания последней камеры, ребрышки обрываются, и устьевая сторона скелета по периферии выглядит мелкозубчатой. Всего насчитывается 20—22 ребрышка. Устье имеет вид сравнительно небольшого округлого отверстия на нижней поверхности камер.

Р а з м е р ы: высота скелета 0,17—0,34 мм, диаметр основания 0,09—0,1 мм, диаметр устья 0,01—0,04 мм.

У данного вида изменчивыми признаками были: число ребрышек, варьировавшее в небольших пределах, диаметр устья.

От представителей *D. striata* L i p m a n, описанных Р. Х. Липман (1952) из верхнемеловых отложений района г. Кузнецка Пензенской области, обнаруженные нами формы отличаются менее устойчивыми признаками. Р. Х. Липман указывает, что у обнаруженных ею скелетов данного вида число камер было всегда одно и то же. У наших же форм оно далеко не всегда одно и то же. Иногда меньшие по размерам экземпляры имели большее число камер, чем более крупные. Иной, возможно, была и ребристость. Так, Р. Х. Липман отмечает у исследованных ею форм по 11 ребер на камере, у наших же форм ребер было значительно больше. Правда у представителей этого вида, изображенных Р. А. Липман, примерно то же число ребер, что наблюдается и у наших форм. В общем же, судя по описанию и изображению, формы, обнаруженные в верхневоротыщенских слоях, очень близки к описанным Р. Х. Липман по многим признакам. Размеры тех и других почти одинаковы.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Обнаружена в заметном количестве в верхневоротыщенских отложениях (нижний миоцен) Предкарпатья по р. Воротыще, около г. Трускавца, и по р. Слонице, в районе с. Стебник.

Dictyomitra sp.

Табл. VIII, рис. 20а, б

Оригинал № 5664 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатья, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Д и а г н о з. Скелет маленький, башенковидный, приоткрытый сверху и расширенный к основанию, гладкий, без ребристости, состоит из круглых камер с выпуклой поверхностью. Верхняя камера имеет приоткрытую верхушку, но без иглы.

Единственный обломок, имевшийся в нашем распоряжении, состоял из четырех камер, почти одинаковых по высоте и заметно отличающихся по ширине. Камеры отделены одна от другой глубокими бороздками. Устье имеет вид сравнительно небольшого округлого отверстия на нижней стороне скелета.

Р а з м е р ы имевшегося у нас обломка: высота скелета 0,1 мм, диаметр основания 0,07 мм, диаметр устья 0,01 мм.

По внешнему виду несколько напоминает *D. cf. aperta* из меловых отложений о-ва Карпатос около Греции, отмеченную там Винасса (1904). Отличается от *D. cf. aperta* почти вдвое меньшими размерами и более узкими камерами.

Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыще 239

Распространение. Единственный обломанный экземпляр этого вида обнаружен в верхневортыщенских отложениях (нижний миоцен) Предкарпатья, по р. Вортыще, около г. Трускавца.

Род *LITHOMITRA** В ü t s c h l i, 1882

Диагноз. Скелет многокамерный, башеновидный, в поперечном сечении округлый. Вершина без иглы. У многих видов камеры очень низкие, только с одним поперечным рядом пор. Пережимы между камерами часто очень легкие.

Распространение. Среди современных радиолярий встречается в Средиземном море, в Атлантическом, Индийском, Тихом, Арктическом океанах, в глубоких толщах воды, примерно 3500—5300 м.

В ископаемом состоянии известен в третичных отложениях на о-ве Барбадосе и в третичных отложениях Сицилии.

*Lithomitra turrisformis*** sp. n.

Табл. VIII, рис. 21а, б

Голотип № 5665 в коллекции ВНИГРИ, Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен).

Описание. Скелет башеновидный, приостренный сверху и расширенный внизу, многокамерный, гладкий, состоит из шести камер. Три верхние камеры высокие и узкие. Три нижние — низкие и широкие. По форме камеры напоминают кольца или вернее толстые бублики, нанизанные один на другой по возрастающим размерам.

Характерным признаком являются выступающие за контур скелета округлые периферические края камер, придающие волнистость в очертании периферического края. Границы между камерами в верхней части скелета не отчетливые, в нижней же части весьма характерные, имеющие вид глубоких, резко очерченных бороздок, параллельных одна другой. Устье представляет собой очень маленькое округлое отверстие, посередине основания скелета.

Размеры: высота скелета 0,18 мм, диаметр основания 0,09 мм, диаметр устья 0,03 мм.

Распространение. Обнаружена в единичных экземплярах в одном слое глин верхневортыщенской свиты (нижний миоцен) по р. Слонице, около с. Стебник.

ГУБКИ (PORIFERA)

Ископаемые третичные губки еще очень мало изучены. Между тем, иногда их скелетные образования — спикеры, встречаются в третичных отложениях в большом скоплении.

* В переводе с греческого — каменный колпак.

** В переводе с греческого — башеновидная.

Весьма интересны для стратиграфических целей находки спикул губок в нижнемиоценовых отложениях Предкарпатья. Многие исследователи отмечали там спикулы губок, но, однако, никто еще не пробовал определить их. Автору удалось подметить, что в поляницких и нижневоротыщенских отложениях встречаются спикулы одного типа, в загорской же и верхневоротыщенской свитах — другого. Это навело на мысль попробовать определить их.

Оказалось, что в большинстве случаев попадаются правильные цилиндрические или суживающиеся к одному концу обломки мегасклер разного размера, обычно с узким осевым каналом (табл. IX, рис. 1—4; 7—9, 18) и реже с широким осевым каналом (табл. IX, рис. 5, 6), вероятно, благодаря растворению внутренних, менее плотных слоев кремнезема в процессе фоссилизации. К какому типу губок они относятся, решить было трудно. Кроме мелких обломков, попадаются и более крупные, лучше сохранившиеся, с определенными особенностями.

В поляницких и нижневоротыщенских отложениях, как правило, обнаружены обломки тонких свободных мегасклер (табл. IX, рис. 1—4; 7, 8) в диаметре 0,05—0,1 мм, и обломки тонких же десм с намечающимися небольшими вздутиями и утолщениями на концах (табл. IX, рис. 10).

В загорской и в верхневоротыщенской свитах встречались различные спикулы: тонкие разветвленные и сросшиеся (табл. IX, рис. 11—17) и значительно более массивные (табл. IX, рис. 5, 6; табл. X, рис. 1—5), достигающие в диаметре до 0,16 мм. Попадалось много и обломков тонких неразветвленных мегасклер.

Массивных в загорской и верхневоротыщенской свитах было значительно больше, чем тонких. Массивные имели вид четырехлучевых мегасклер — триэн. У них три луча были равные, расположенные под углом в 120° один к другому, четвертый же луч (стержень) был значительно длиннее остальных (табл. X, рис. 1—5). Все лучи у таких спикул всегда были простые, не разветвленные. К сожалению, цельных триэн нам совсем не попадалось. В общем представляется более или менее вероятным, что мы обнаружили скелетные образования кремневых губок, относящихся главным образом к группе литистид (*Lithistida* O. S c h m i d t).

Среди найденных нами спикул в загорской и верхневоротыщенской свитах встречаются обычно в одном и том же образце как свободные мегасклеры (табл. X, рис. 1—5), не спаянные между собой, так и спаянные мегасклеры (табл. X, рис. 6, 7). При том те и другие в одних и тех же свитах имеют обычно более или менее одинаковый внешний облик, в частности, у них по большей части одинаковый диаметр стержней.

Крупные спикулы — очень твердые, с трудом раскалывающиеся на части, действительно отвечают представлению о них

Микрофауна олигоценых и миоценовых отложений р. Вортыце 241

как о каменистых. Цвет у всех — молочно-белый. Лучше сохранившиеся — гладкие, как бы отполированные, блестящие и опалесцирующие.

Одновременно со спикулами губок почти постоянно встречались так называемые бобовидные образования (табл. X, рис. 8—21), представляющие собой неизвестковистые молочно-белые, блестящие, опалесцирующие полые тельца, напоминающие по своему очертанию зерна фасоли. Размер их был различен, колеблясь от 0,07 мм в длину и 0,03 мм в ширину до 0,16 мм в длину и 0,11 мм в ширину. В одном случае была отчетливо видна концентрическая слоистость оболочки этого тельца (табл. X, рис. 20 а, б).

В качестве одного из возможных и наиболее вероятных предположений о происхождении этих телец можно высказать мысль, что они связаны с губками. По крайней мере, внешний облик их оболочки совершенно такой же, как у одновременно с ними встречающихся спикул.

ЛИТЕРАТУРА

Андрусов Н. И. Ископаемая *Acetabularia* как породообразующий организм. Ann. de V. K. Naturhist. Hofmuseums т. 2, 1887, стр. 77—80.

Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Часть вторая. Верхний отдел третичного периода. Уч. зап. Казанского Гос. Ун-та имени В. И. Ульянова-Ленина, т. 110, кн. 6, Ботаника, вып. 8, 1950, стр. 151.

Венглинский И. В. О некоторых представителях родов *Nonion*, *Elphidium* и *Rotalia* в сарматских отложениях окрестностей села Березинки Закарпатской области. Тр. Львовск. геол. о-ва при Гос. Ун-те им. Франко, палеонт. серия, вып. I, 1948.

Голубков И. А., Мятлюк Е. В. К вопросу о «полянских» слоях Восточных Карпат. ДАН СССР, т. LXVI, № 1, 1949, стр. 99—100.

Голубков И. А. Схема стратиграфии северо-восточного склона Советских Карпат. Геол. сб. (Доклады и статьи) II (V), Тр. ВНИГРИ НИТО нефтяников, 1953, стр. 146—154.

Коробков И. А. Анализ конхилиофауны хадумского горизонта. Тр. ИГРИ, сер. А, вып. 104, 1938, стр. 15—22, табл. I.

Коробков И. А. и Плешаков И. Б. Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области УССР. ДАН СССР, т. LXII, № 3, 1948, стр. 385—388.

Курсанов Л. И., Комарницкий Н. А., Флеров Б. К. Курс низших растений. Биомедгиз, 1937.

Липман Р. Х. Материалы к монографическому изучению радиоларий верхнемеловых отложений Русской платформы. Палеонтология и стратиграфия, сб. статей. Тр. ВСЕГЕИ, Министерство Геологии, М., 1952, стр. 24—51, табл. I—III.

Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXII (2), 1947.

- Мятлюк Е. В. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер. Микрофауна СССР, сб. IV. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950, стр. 225—287, табл. 1—4.
- Мятлюк Е. В. Спириллиниды, роталииды, эпистоминиды и астеритериниды. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, 1953, стр. 261.
- Пишванова Л. С. Новые данные о микрофауне тиссенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской Украины. Микрофауна СССР, сб. IV, нов. сер., вып. 51, 1950, стр. 289—297, табл. I.
- Серова М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Матер. по биостр. Зап. обл. Укр. ССР. Госгеолтехиздат, 1955.
- Субботина Н. Н. К находке фораминифер в верхнем майкопе на Северном Кавказе. Тр. ИГРИ, сер. Б, вып. 60, 1936.
- Субботина Н. Н. Распределение микрофауны в майкопских и хадумских отложениях Северного Кавказа. Тр. ИГРИ, сер. А, вып. 104, 1938, стр. 46—62, 1 табл.
- Субботина Н. Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа. Сб. «Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии». Ленгостоптехиздат, 1947, стр. 39—160, стратиграф. табл. 1—5, палеонт. табл. I—IX.
- Субботина Н. Н. Краткий очерк стратиграфии палеогеновых отложений Грозненской области по фауне фораминифер. Микрофауна СССР, сб. II, Ленгостоптехиздат, 1949, стр. 37—87.
- Субботина Н. Н. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа. Микрофауна СССР, сб. IV, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950, стр. 5—112, табл. I—V.
- Субботина Н. Н. Верхнеоценовые лягениды и булиминиды юга СССР. Тр. ВНИГРИ, Микрофауна СССР, сб. VI, 1953, стр. 115—255.
- Субботина Н. Н., Глушко В. В. и Пишванова Л. С. О возрасте нижней вортыщенской свиты Предкарпатского краевого прогиба. ДАН СССР, т. 104, № 4, 1955.
- Халилов Д. М. О фауне фораминифер и расчленении олигоценых отложений северо-восточного предгорья Малого Кавказа. Изв. АН Азербайдж. ССР, № 3, 1951.
- Циттель К. А. Издание на русском языке. Основы палеонтологии (палеозоология). Часть I. Беспозвоночные, 1938, стр. 103—133, рис. 75—148.
- Черняк Н. И. О добротовских слоях нижнего миоцена Предкарпатья. Геол. сб. II (V) (Доклады и статьи), 1953, стр. 169—177; Тр. ВНИГРИ НИТО нефтяников.
- Швейер А. В. Остракоды «остракодового пласта» северо-западного Кавказа. Тр. ИГРИ, сер. А, вып. 104, 1938, стр. 63—79, табл. I.
- Andreae A. Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs. Abh. Geol. Special — Karte Elsass—Lotharingen, Bd. 2, 1884, S. 1—239, Taf. 4—12.
- Cushman J. A. A Monograph of the Foraminiferal subfamily Virgulininae of the Foram. Fam. Bulminidae, Contr. Cushman Lab. Foram. Res. Spec. Publ., N 9, 1937, pp. 1—228, 24 pls.
- Cushman J. A. A Supplement to the Monograph of the Foraminiferal family Valvulinidae, Cushman Lab. Foram. Res. Spec. Publ. N 8 A Charon, Massachusetts, U. S. A., 1947.
- Cushman J. A. Foraminifera, Their Classification and Economic Use, Harvard Univ. Press, 3 ed. 1948, 521 pp., 31 pls.
- Cushman J. A. and Waters J. A. Foraminifera of the Cisco 3 group of Texas (exclusive of the Fusulinidae), Texas Univ. Bull. (Econ. Geol.), Austin, Texas, U. S. A., N. 3019, 1930.

- Haackel H. Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years. Voy. Challenger, Zoology vol. XVIII, I ч., стр. 1—888; II ч., 1873—1876, стр. 889—1803, 127 табл.
- Hantken M. Die Fauna der Clavulina Szaboi — Schichten; 1. Foraminiferen. Mitt. Ung. Geol. Anstalt, Bd. 4, 1875, S. 1—93, Taf. 1—16.
- Karrer F. Über das Auftreten der Foraminiferen in dem marinen Tegel des Wiener Beckens. Sitzb. Akad. Wiss. Wien, vol. 44, 1861, s. 427—458, Taf. 1, 2.
- Karrer F. Zur Foraminiferenfauna in Österreich. Ps. 1. Über die Foraminiferen des Schlier (Meletta Tegel in Menilitischer) in Niederösterreich und Mähren. Sitzb. Akad. Wiss. Wien., vol. 55, 1867.
- Karrer F. Die miocene Foraminiferenfauna von Kostež im Banat — Sitzb. Akad. Wiss. Wien, vol. 58, 1856, S. 3—193, Taf. 1—4.
- Kutzing, Federich, Trängott Tabulae Phycologicae oder Abbildungen der Tange. B. VI, 1856.
- Macfadyen W. A. Miocene foraminifera from the Clysic area of Egypt and Sinai. Geol. Surv. Egypt., Cairo, Egypt, 1930.
- Neugeboren J. Foraminiferen von Ober-Lapugy in Siebenbürgen. 4 Art. (Schluss) Mitt. Naturw. Ver. Hermannstadt, Jahrb. 3. N 4, 1852.
- Orbigny A. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. Paris, 1846, 312 p., pl. 1—21.
- Parr W. J. Some foraminifera from the Awamoan of the Midway River District, Awatere, Marlborough, New Zealand, Roy Soc. New. Zealand, Trans. Pros. Dunedin. New Zealand, 1935.
- Piveteau J. Traité de Paléontologie. T. 1 Ordre des Foraminifera, par J. Sigal, 1952, pp. 133—301, tabl. I—XXIX, text. figs. 1—117, Paris.
- Reuss A. E. Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. Denkschr. Akad. Wiss. Wien (Math — Naturw. Klasse) Bd. 1, 1850, S. 365—390, Taf. 46—51.
- Reuss A. E. Die Foraminiferen den Westphälischen Kreideformation. Sitzb. Akad. Wiss. Wien. Bd. 40, 1860, S. 147—238, Taf. 1—13.
- Reuss A. E. Zur Fauna des deutschen Oberoligocäns. K. Akad. Wiss. Wien. Math. Naturw. Cl. Sitzbr. Wien. Österreich, Bd. 50, Abth. 1, 1865 (1864).
- Reuss A. E. Die Foraminiferen, Anthozoen and Bryozoen des deutschen Septarienthones (Ein Beitrag zur Fauna der mitteloligocänen Tertiärschichten). Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Bd. 25, 1866, SS. 116—214, Taf. I—IV.
- Reuss A. E. Die fossile Fauna der Steinsalzablagerungen von Wieliczka in Galicien, Sitzb. Akad. Wiss. Wien. vol. 55, 1867, S. 17—182. Taf. 1—8.
- Reuss A. E. Zur fossilen Fauna des Oligocänschichten von Gaas. Verhand. d. Geol. Reichsanst. N. 16, 1868, S. 398.
- Reuss A. E. Die Foraminiferen des Septarienthones von. Pietzpuhl. Sitzb. Akad. Wiss. Wien., Bd. 62, 1870, S. 455—693.
- Toulmin L. D. Eocene smaller Foraminifera from the Salt Mountain limestone of Alabama. Journal of Paleontology, vol. 15, N 6, 1941, 45 pp., 5 pls.
- Vinassa de Regny P. E. Radiolari cretacci dell Isola di Karpathos. Memorie della R. Academia della Science del Instituto di Bologna, vol. IX, ser. V, 1901, tav 1.

ТАБЛИЦА I

- Рис. 1. *Rhabdammina lineariformis* M j a t l i u k sp. n., × 102. Стр. 175.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, загорская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 2, 3. *Rhabdammina exilis* M j a t l i u k sp. n., × 102. Стр. 176.
Оригиналы. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 4a, б. *Protonina bucculenta* sp. n., × 102. Стр. 177.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид с одной боковой стороны, б — вид с другой боковой стороны).
- Рис. 5. *Ammodiscus tenuiculus* sp. n., × 102. Стр. 181.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (вид сбоку).
- Рис. 6a, б. *Ammodiscus aequispiralis* sp. n., × 102. Стр. 181.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 7. *Ammodiscus aequispiralis* sp. n., × 102. Стр. 181.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 8. *Glomospira inconsueta* sp. n., × 102. Стр. 177.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, загорская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 9a, б, в. *Glomospira charoides* (P a r k e r e t J o n e s) var. *charoides* P a r k e r e t J o n e s, × 102. Стр. 178.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид сбоку, б — вид снизу, в — вид сверху).
- Рис. 10a, б. *Glomospira charoides* (P a r k e r e t J o n e s) var. *charoides* (P a r k e r e t J o n e s), × 102. Стр. 178.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид сбоку, б — вид снизу).
- Рис. 11a, б; 12a, б. *Glomospira charoides* (P a r k e r e t J o n e s) var. *minima* var. n., × 102. Стр. 179.
Голотип и оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (11a — вид сбоку, 11б — вид сверху; 12a — вид сбоку, 12б — вид снизу).
- Рис. 13a, б, в. *Glomospira pileolus* sp. n., × 102. Стр. 179.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид сбоку, б — вид снизу, в — вид сверху).
- Рис. 14a, б, в. *Glomospira pileolus* sp. n., × 102. Стр. 179.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид сбоку, б — вид снизу, в — вид сверху).
- Рис. 15a, б, в. *Glomospirella gibbosa* sp. n., × 102. Стр. 180.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид снизу, б — вид сверху, в — вид с периферического края).
- Рис. 16a, б, в. *Glomospirella gibbosa* sp. n., × 102. Стр. 180.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (a — вид снизу, б — вид сверху, в — вид с периферического края).

Таблица 1

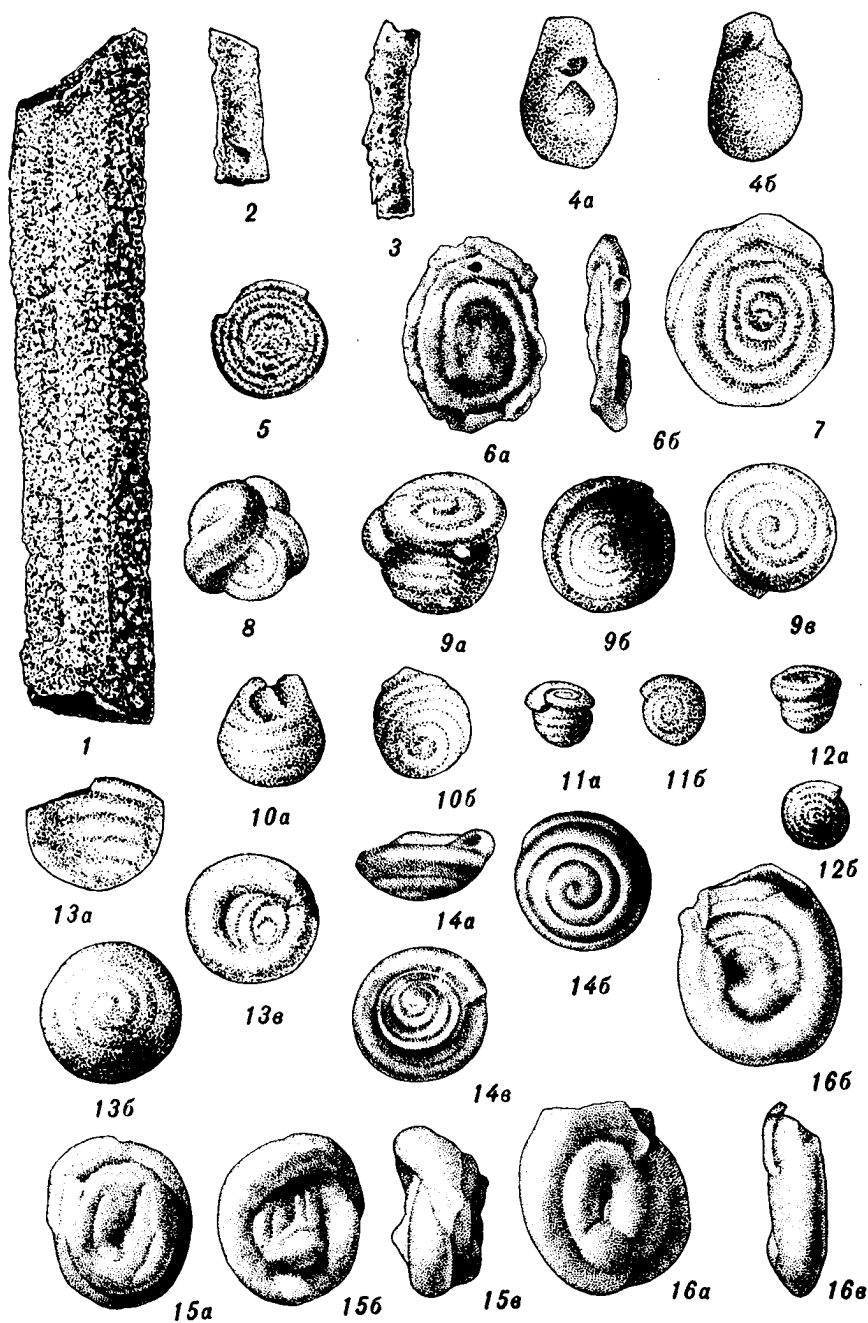


ТАБЛИЦА II

- Рис. 1а, б, в. *Harlophragmoides quinquelocularis* sp. n., $\times 102$. Стр. 182.
Голотип. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в. *Harlophragmoides quinquelocularis* sp. n., $\times 102$. Стр. 182.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с периферического края).
- Рис. 3а, б, в. *Harlophragmoides rotundidorsatus* (H a n t k e n), $\times 102$. Стр. 183.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с периферического края).
- Рис. 4а, б. *Spiroplectammina angustilocula* sp. n., $\times 102$. Стр. 184.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 5а, б. *Spiroplectammina* aff. *spectabilis* (G r z y b o v s k i), $\times 102$. Стр. 185.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 6а, б. *Textularia* sp., $\times 102$. Стр. 186.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 7а, б, в. *Arenobulimina tertiaria* sp. n., $\times 102$. стр. 186.
Голотип. Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с устьевой стороны).

Таблица 11

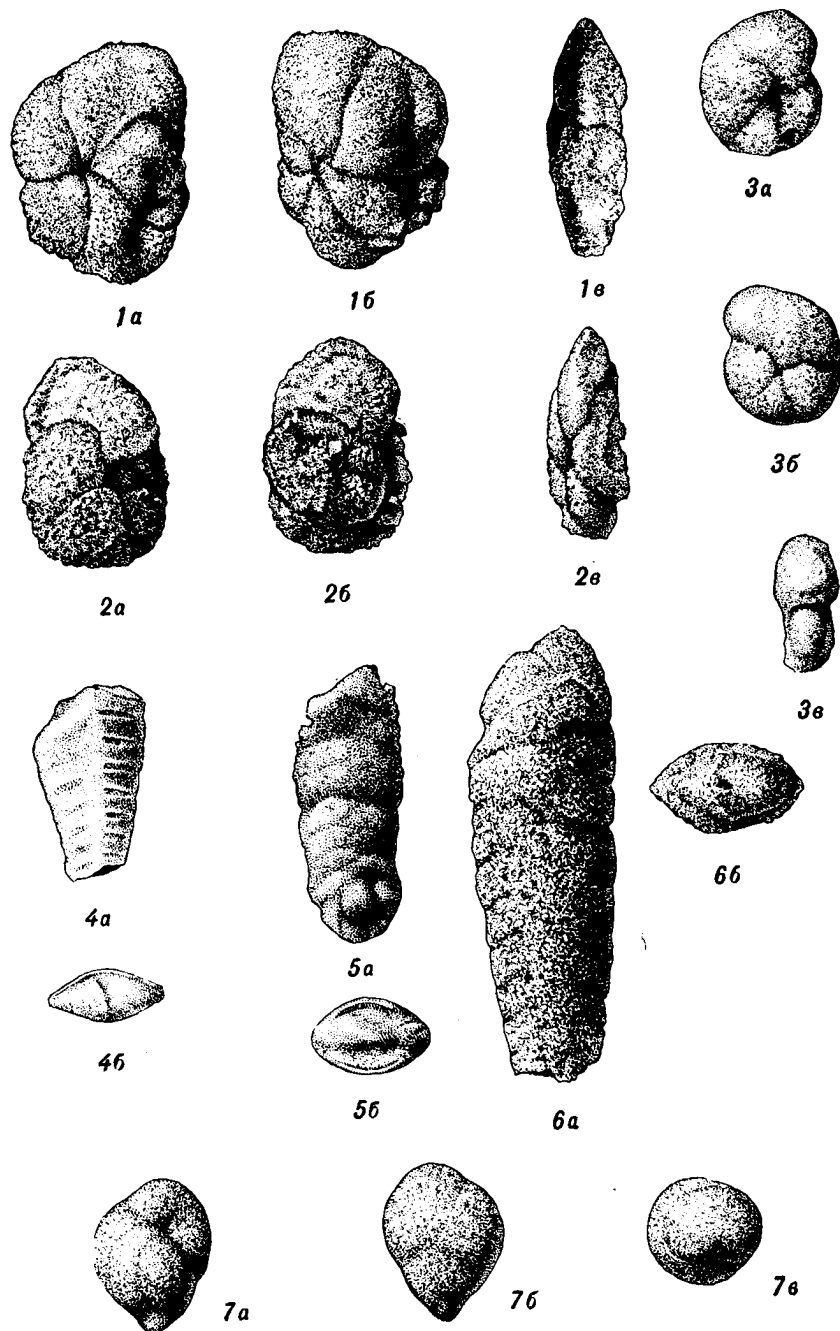


ТАБЛИЦА III

- Рис. 1а, б. *Siphonodosaria* aff. *exilis* (Neugeboren), $\times 102$. Стр. 187.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устья).
- Рис. 2а, б. *Siphonodosaria inexculta* sp. n., $\times 102$. Стр. 188.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устья).
- Рис. 3а, б. *Siphonodosaria stricticollum* sp. n., $\times 102$. Стр. 188.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устья).
- Рис. 4а, б, в. *Nonion postgraniferus* sp. n., $\times 102$. Стр. 196.
Голотип Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с устьевой стороны).
- Рис. 5а, б. *Melonis praeivus* sp. n., $\times 102$. Стр. 200.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 6а, б. *Florilus vitriumbonatus* sp. n., $\times 102$. Стр. 198.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 7а, б — 9а, б. *Florilus* aff. *boeanus* (Orbigny), $\times 102$. Стр. 198.
Оригиналы (рис. 7 — наиболее часто встречающиеся особи; рис. 8 — мелкая особь с сердцевидным очертанием устьевой поверхности; рис. 9 — наиболее крупная особь с грануляцией в пупочной области). Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с боковой стороны; б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 10а, б, в — 13а, б, в. *Gümbelina gracillima* (Andrae), $\times 102$. Стр. 226.
Оригиналы (рис. 10 — наиболее часто встречаются особи с широкой устьевой частью; 11, 12 — мелкие особи с относительно широкой устьевой частью; рис. 13 — мелкая особь с узкой устьевой частью). Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 14а, б, в. *Bolivinita cuneolus* sp. n., $\times 102$. Стр. 225.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).

Таблица 111

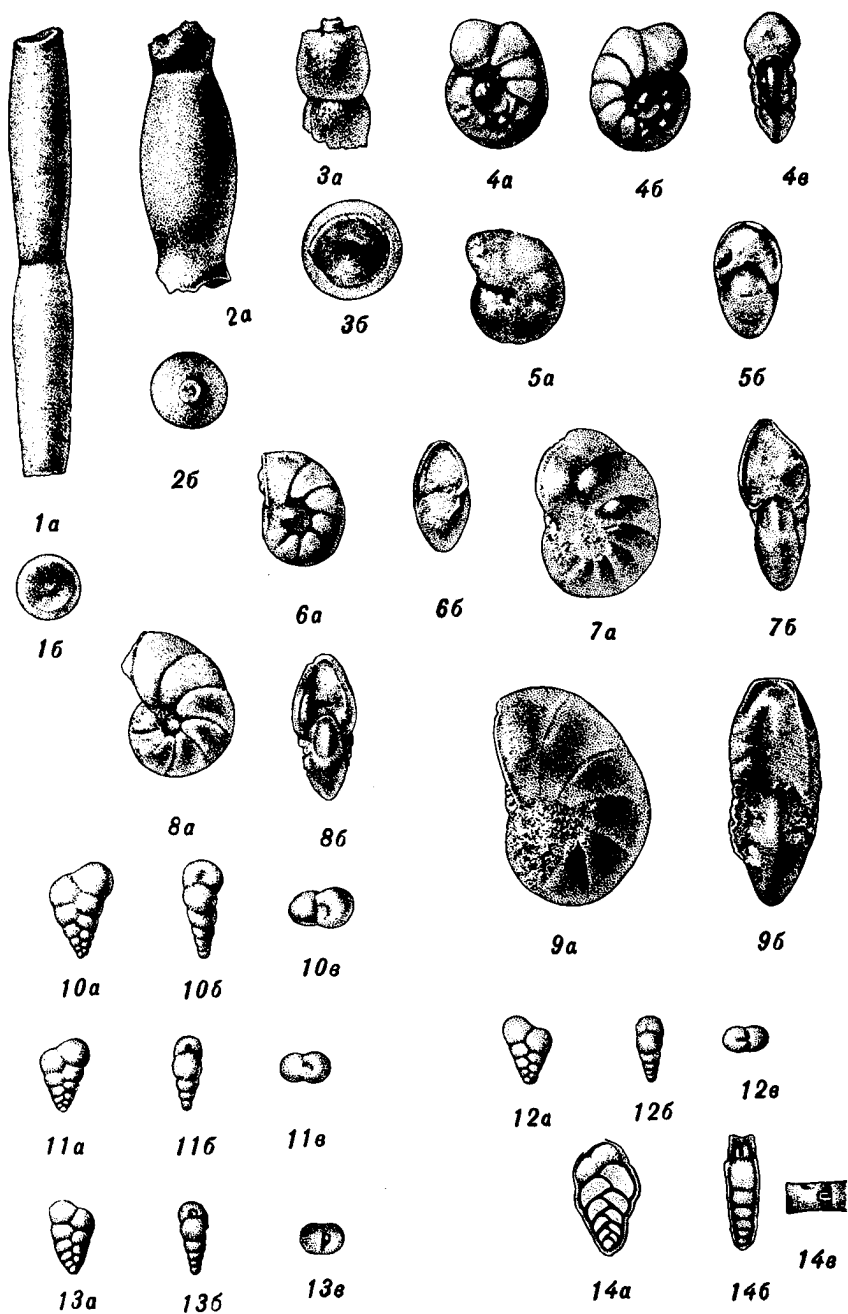


ТАБЛИЦА IV

- Рис. 1а, б. *Buliminella elegantissima* (O r b i g n y), × 102. Стр. 205.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон).
- Рис. 2а, б, в — 4а, б, в. *Caucasina tenebricosa* P i s c h v a n o v a, × 102. Стр. 212.
Оригиналы (рис. 2 — отчетливо видна крупная шаровидная начальная камера; возможно, это — мегасферическая особь. Рис. 4 — видна маленькая начальная камера; возможно, это — микросферическая особь). Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с начального конца).
- Рис. 5а, б, в. *Bolivina dentelata* sp. n., × 102. Стр. 215.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 6а, б, в; 7а, б, в. *Bolivina dentelata* sp. n., × 102. Стр. 215.
Оригиналы. Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 8а, б, в; 9а, б, в. *Bolivina angusta* P i s c h v a n o v a*, × 102. Стр. 217.
Оригиналы. Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 10а, б, в. *Bolivina* aff. *arta* M a s f a d y e n, × 102. Стр. 218.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 11а, б, в. *Bolivina carnata* var. *carnata* sp. et. var. n., × 102. Стр. 220.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с устьевого конца).
- Рис. 12а, б, в. *Bolivina carnata* var. *complanata* sp. et var. n., × 102. Стр. 220.
Голотип. Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 13а, б, в. *Bolivina miocenica* M a s f a d y e n, × 102. Стр. 221.
Оригинал. Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщенская свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).

* Публикуется в первой статье данного сборника, как новый вид.

Таблица IV

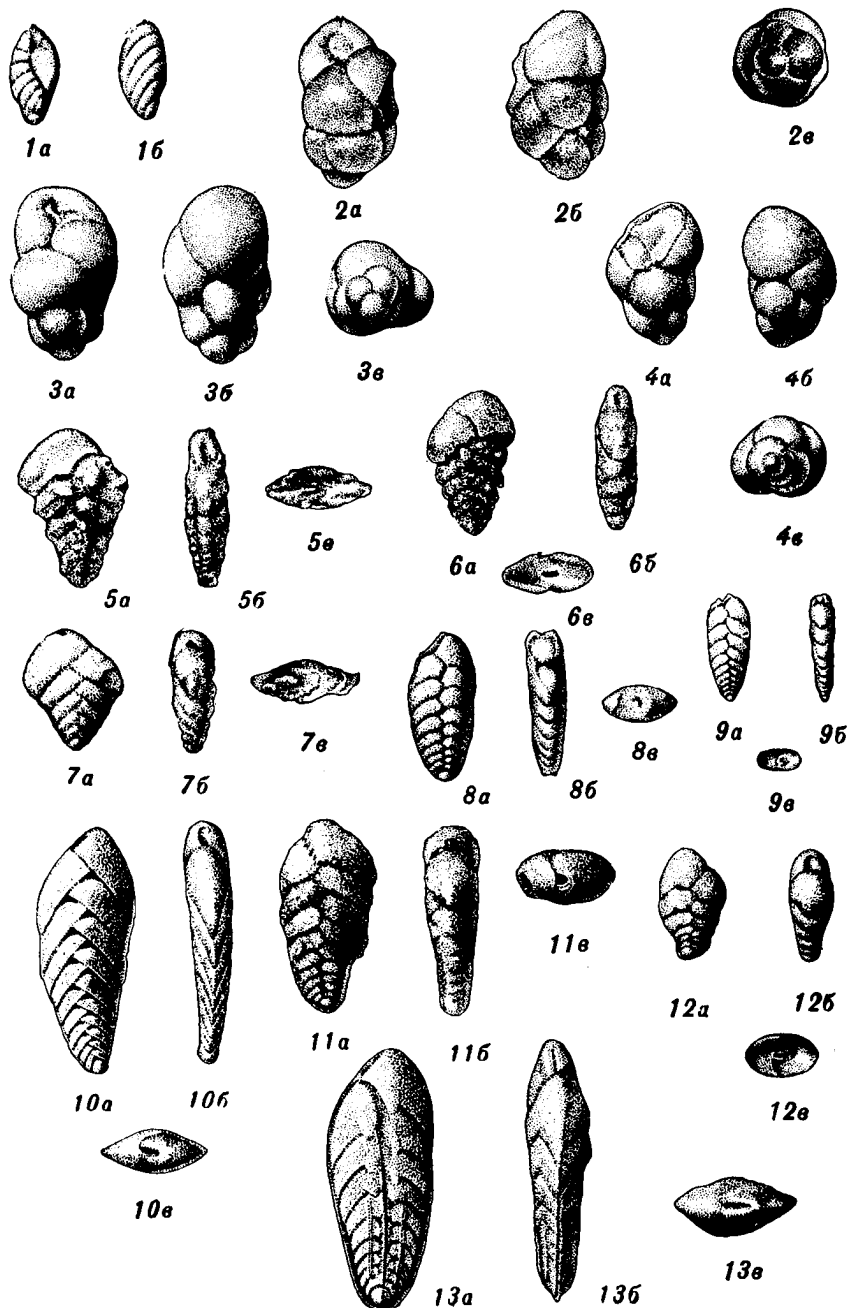


ТАБЛИЦА V

- Рис. 1а, б, в — 5а, б, в. *Bolivina aenariensisformis* M j a t l i u k sp. n., × 102. Стр. 223.
Оригиналы (рис. 1 — крупная ребристая форма; рис. 2, 3 — ребристые формы разного размера; рис. 4 — мелкая ребристая форма, хорошо заметна начальная шаровидная камера; рис. 5 — форма сплюснутая и приостренная у начального конца. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 6а, б, в. *Bolivina aenariensisformis* M j a t l i u k sp. n., × 102. Стр. 223.
Оригинал (листовидная, относительно крупная форма). Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид с боковой стороны, б — вид с периферического края, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 7а, б, в; 8а, б, в. *Reussella spinulosa* (R e u s s), × 102. Стр. 210.
Оригиналы (рис. 7, более крупный экземпляр; рис. 8 — более мелкий экземпляр). Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 9а, б, в. *Reussella regularis* sp. n., × 102. Стр. 211.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид у устьевого конца).
- Рис. 10а, б, в. *Reussella regularis* sp. n., × 102. Стр. 211.
Оригинал, Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с устьевого конца).
- Рис. 11а, б, в. *Uvigerinella hybridica* sp. n., × 102. Стр. 213.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон).
- Рис. 12а, б. *Uvigerinella hybridica* sp. n., × 102. Стр. 213.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон).

Таблица V

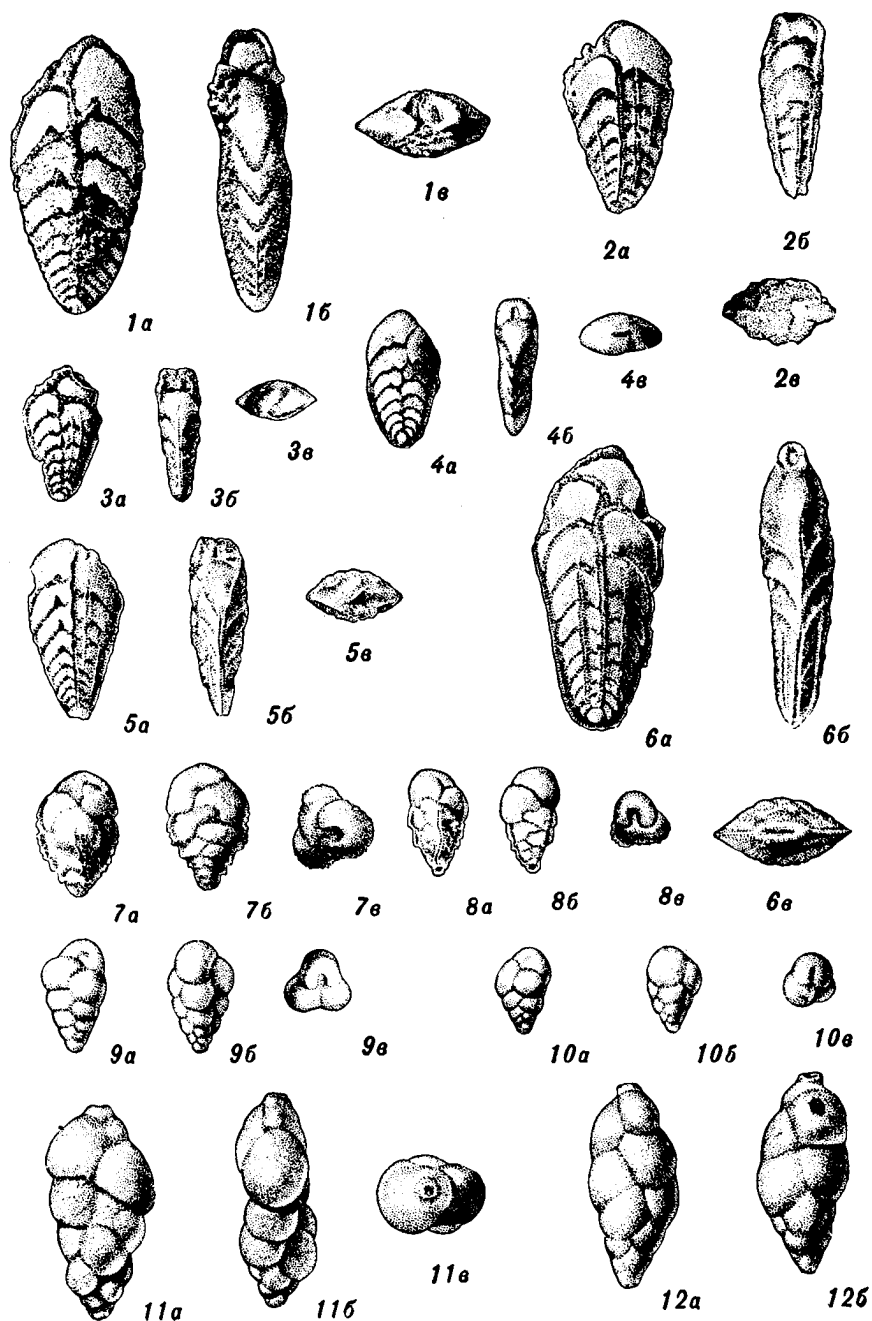


ТАБЛИЦА VI

- Рис. 1а, б, в. *Valvulineria ignorabilis* sp. n., × 102. Стр. 189.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в. *Eponides alabaminaeformis* sp. n., × 102. Стр. 191.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 3а, б, в. *Eponides alabaminaeformis* sp. n., × 102. Стр. 191.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 4а, б, в. *Baggatella divulgata* sp. n., × 102. Стр. 206.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 5а, б, в. *Baggatella latiaperta* sp. n., × 102. Стр. 208.
Голотип (мегасферическая форма); Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 6а, б, в; 7а, б, в. *Baggatella latiaperta* sp. n., × 102. Стр. 208. Оригиналы (рис. 6 — мегасферическая форма; рис. 7 — микросферическая форма). Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 8а, б, в. *Baggatella altiuscula* Subbotina, × 102. Стр. 209.
Оригинал (мелкий экземпляр с высококонической спинной стороной). Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 9а, б, в. *Baggatella altiuscula* Subbotina, × 102. Стр. 209.
Оригинал (мелкий экземпляр с относительно уплощенной спинной стороной). Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 10а, б, в. *Streblus alius* sp. n., × 102. Стр. 203.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 11а, б, в. *Cancris miserandus* sp. n., × 102. Стр. 190.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 12а, б, в. *Asterigerina falcilocularis* sp. n., × 102. Стр. 194.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 13а, б, в. *Asterigerina falcilocularis* sp. n., × 102. Стр. 194.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 14а, б, в. *Alabamina typica* sp. n., × 102. Стр. 193.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 15а, б, в; 16а, б, в. *Alabamina typica* sp. n., × 102. Стр. 193.
Оригиналы. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 17а, б, в. *Alabamina typica* sp. n., × 102. Стр. 193.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).

Таблица VI

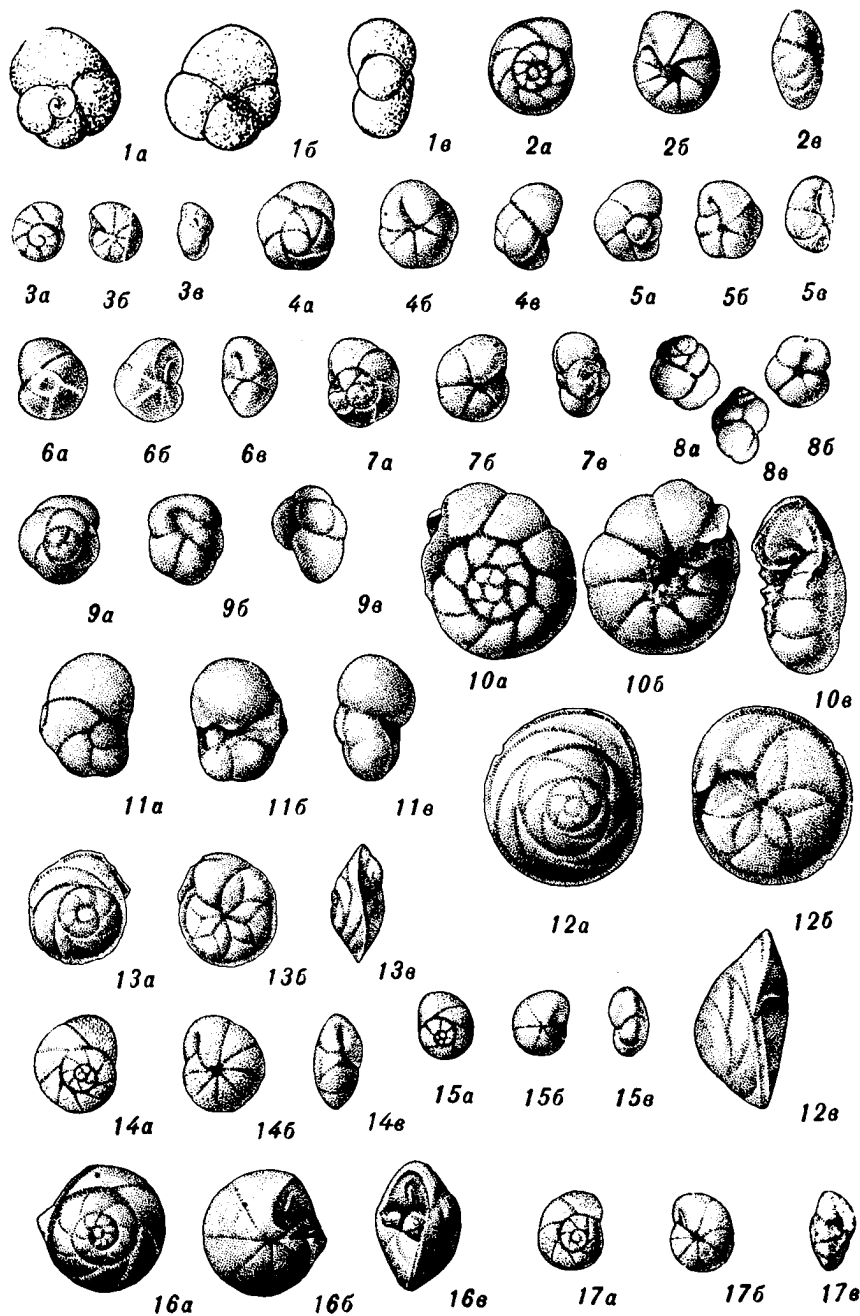


ТАБЛИЦА VII

- Рис. 1а, б, в. *Cassidulina convexilocula* sp. n., $\times 102$. Стр. 214.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с периферического края).
- Рис. 2а, б, в — 4а, б, в, 8а, б, в — 12а, б, в. *Cassigerinella globolocula* L. I v a n o v a, $\times 102$. Стр. 201.
Оригиналы. Рис. 2а, б, в — 4а, б, в (формы раздутые, кассидулиноподобные, с отчетливым устьем). Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен); рис. 8а, б, в — 12а, б, в (типичные особи) Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с периферического края).
- Рис. 5а, б, в — 7а, б, в. *Globorotalia denseconnexa* Subbotina, $\times 102$. Стр. 201. Оригиналы. Предкарпатье, р. Вортыще, нижневортыщенская свита (олигоцен) (экземпляры с хорошо выраженным пластинчатым выростом стенки, прикрывающим устье). Рис. 5 — экземпляр с хорошо заметными мелкими шипиками. Рис. 6 — экземпляр, по уплоченности камер и по угловатому периферическому краю, имеющему тенденцию становиться килеватым, наиболее близкий к типичным представителям рода *Globorotalia*. Рис. 7 — экземпляр с крупной начальной камерой, с пятью камерами в последнем обороте) (а, б — вид с боковых сторон, в — вид с периферического края).
- Рис. 13а, б, в. *Acarinina inaequiconica* sp. n., $\times 102$. Стр. 202.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).
- Рис. 14а, б, в. *Acarinina inaequiconica* sp. n., $\times 102$. Стр. 202.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, поляницкая свита (олигоцен) (а — вид со спинной стороны, б — вид с брюшной стороны, в — вид с периферического края).

Таблица VII

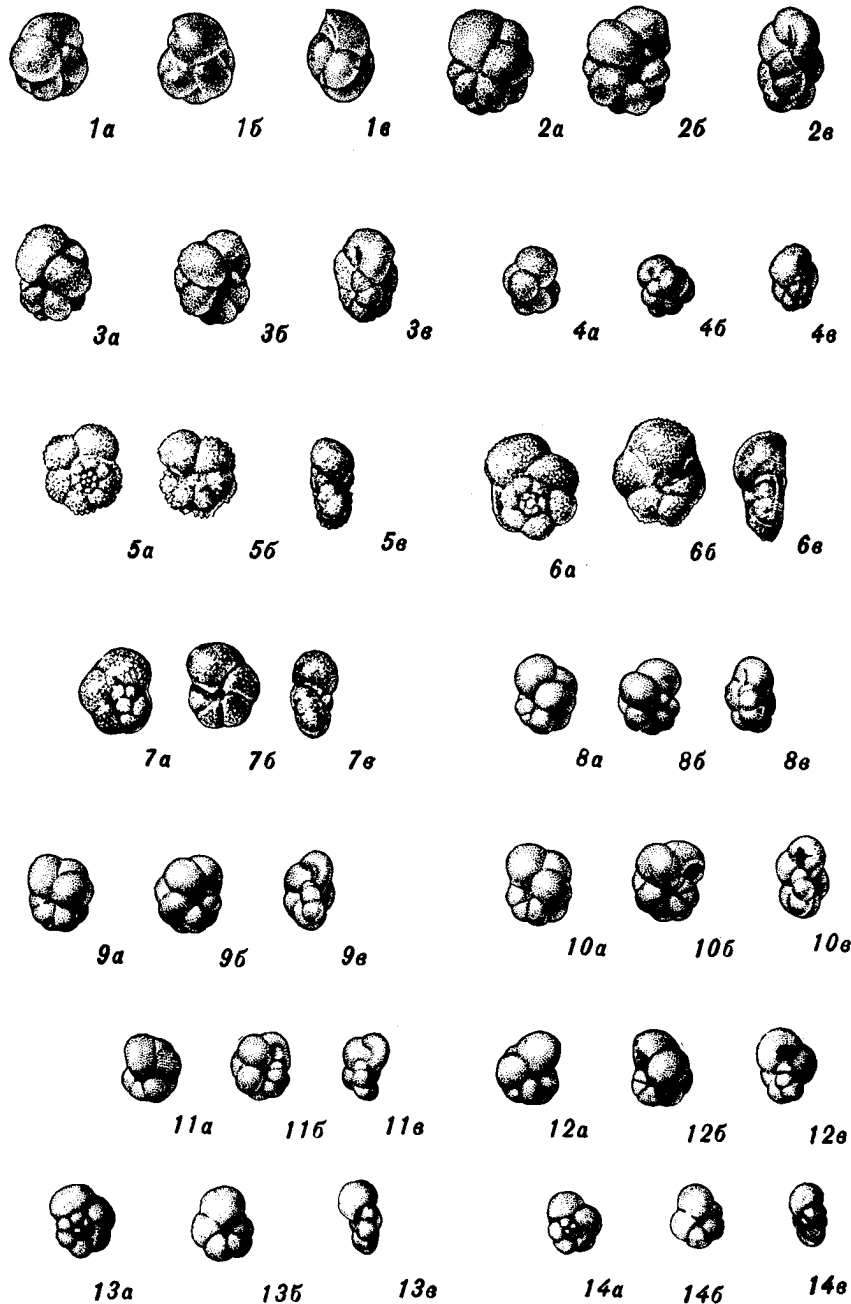
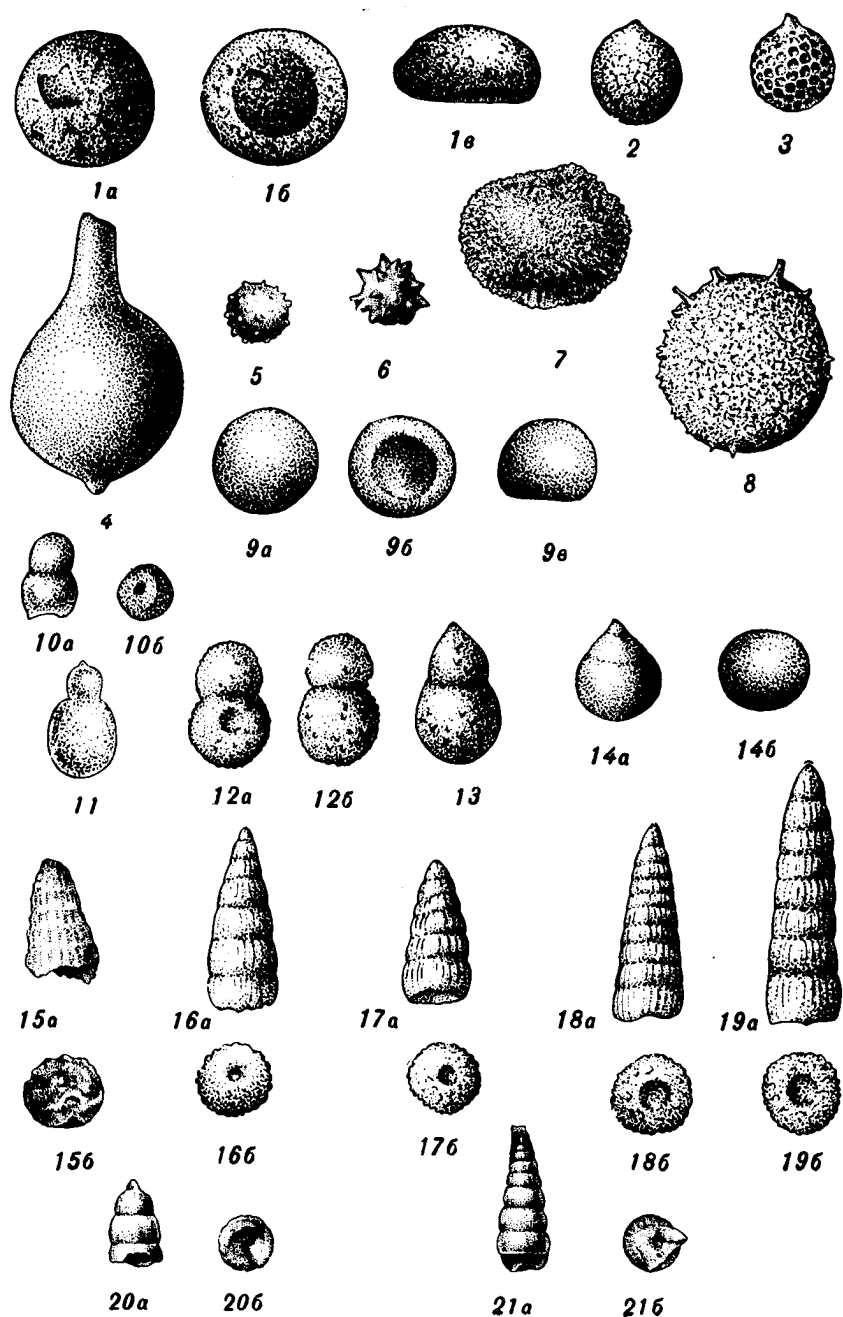


ТАБЛИЦА VIII

- Рис. 1а, б, в. *Cenosphaera semisphaerica* sp. n., × 102. Стр. 228.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сверху, б — вид с устьево стороны, в — вид сбоку).
- Рис. 2. *Cenosphaera* sp. 1, × 102. Стр. 228.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 3. *Cenosphaera* sp. 2, × 102. Стр. 229.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 4. *Xiphostylus* sp., × 102. Стр. 229.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (общий вид скелета).
- Рис. 5. *Spongiomma* sp. 1, × 102. Стр. 230.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 6. *Spongiomma* sp. 2, × 102. Стр. 230.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 7. *Cenellipsis* aff. *elliptica* L i p m a n, × 102. Стр. 231.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 8. *Trochodiscus* sp., × 102. Стр. 232.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 9а, б, в. *Cyrtocalpis sacculus* sp. n., × 102. Стр. 233.
Голотип. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сверху, б — вид с устьевой стороны, в — вид сбоку).
- Рис. 10а, б. *Dictyocephalus* sp., × 102. Стр. 233.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 11. *Dicolocapsa pupoides* sp. n., × 102. Стр. 234.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 12а, б. *Dicolocapsa bicamerata* sp. n., × 102. Стр. 235.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а, б — вид сбоку).
- Рис. 13. *Dicolocapsa bicamerata* sp. n., × 102. Стр. 235.
Оригинал. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (вид сбоку).
- Рис. 14а, б. *Dicolocapsa piriformis* sp. n., × 102. Стр. 235.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид снизу).
- Рис. 15а, б. *Dictyomitra cellulata* sp. n., × 102. Стр. 236.
Голотип. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 16а, б; 17а, б. *Dictyomitra* ex gr. *striata* L i p m a n, × 102. Стр. 237.
Оригиналы. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 18а, б; 19а, б. *Dictyomitra* ex gr. *striata* L i p m a n, × 102. Стр. 237.
Оригиналы. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 20а, б. *Dictyomitra* sp., × 102. Стр. 238.
Оригинал. Предкарпатье, р. Вортыще, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).
- Рис. 21а, б. *Lithomitra turriiformis* sp. n., × 102. Стр. 239.
Голотип. Предкарпатье, р. Слоница, верхневортыщенская свита (нижний миоцен) (а — вид сбоку, б — вид с устьевой стороны).

Таблица VIII



17*

ТАБЛИЦА IX

- Рис. 1—4, 7, 8. Спикеры кремневых губок, $\times 102$. Стр. 240.
Оригиналы (мелкие обломки свободных мегасклер; виден узкий осевой канал). Предкарпатье, р. Воротыще, загорская свита (нижний миоцен).
- Рис. 5, 6. Спикеры кремневых губок, $\times 102$. Стр. 240.
Оригиналы (обломки свободных мегасклер с широким осевым каналом). Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 9. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (мелкий обломок свободной мегасклеры с узким осевым каналом). Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 10. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал. Обломок десмы (хорошо видно утолщение одного из разветвлений) Предкарпатье, р. Воротыще, поляницкая свита (олигоцен).
- Рис. 11, 12. Спикеры кремневых губок, $\times 102$. Стр. 240.
Оригиналы. Обломки десм (хорошо заметны мелкие ветвящиеся отростки и шиповидные выросты на одном из концов). Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 13. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (обломок тонкой мегасклеры с ответвлением). Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 14. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (обломок разветвленной мегасклеры). Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 15. Спикера кремневой губки. $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (обломок разветвленной мегасклеры). Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 16. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (обломок звездообразно сросшихся мегасклер). Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 17. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (обломок десмы с пластинчатыми и шиповидными выростами). Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 18. Спикера кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал (обломок изогнутой мегасклеры). Предкарпатье, р. Слоница, верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).

Таблица IX

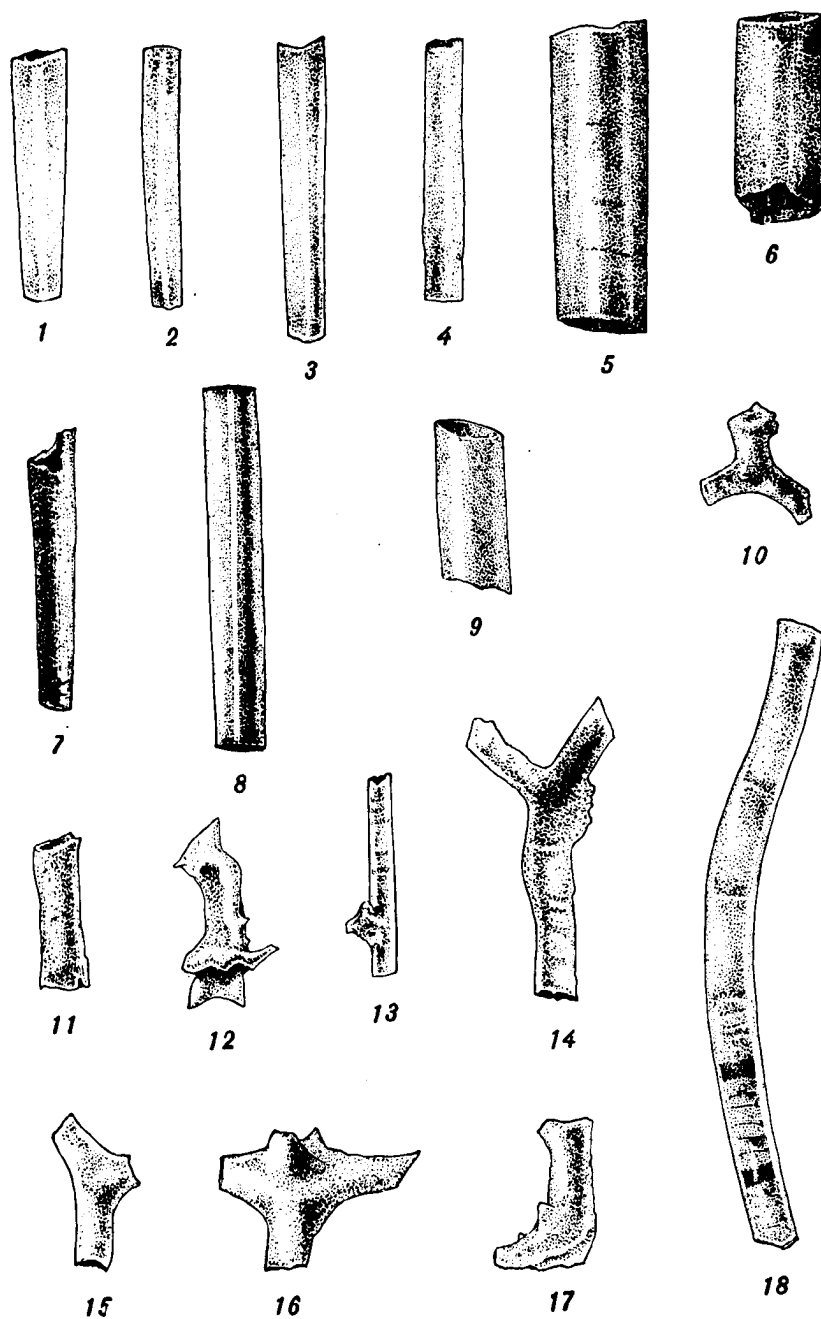
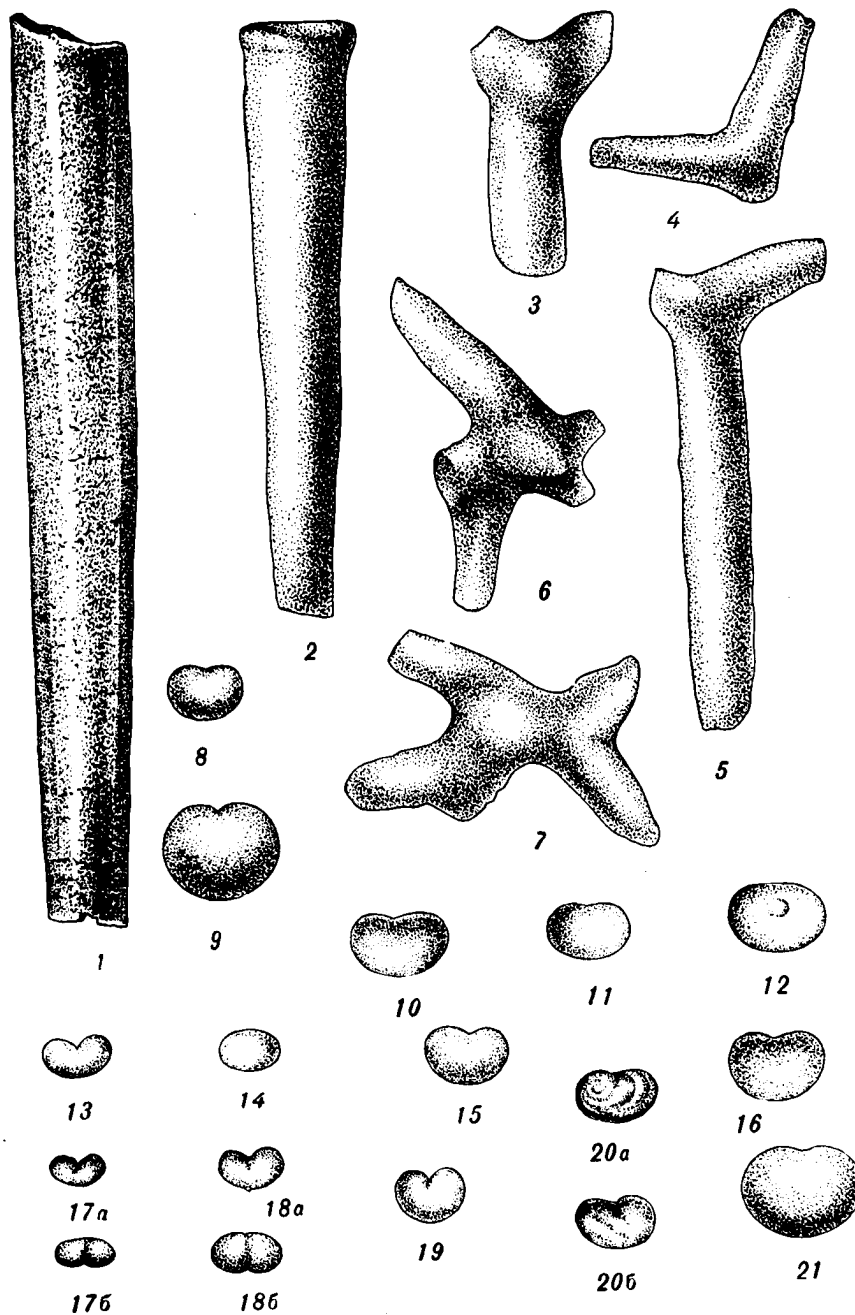


ТАБЛИЦА X

- Рис. 1. Спиккула кремневой губки, $\times 102$. Стр. 240.
Оригинал. Крупный обломок (стержень, возможно, четырех-
лучевой свободной мегасклеры). Предкарпатье, р. Воротыще,
верхневоротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 2, 3, 4, 5. Спиккулы кремневых губок, $\times 102$. Стр. 240.
Оригиналы, (четырёхосные свободные мегасклеры — триэны).
Предкарпатье, с. Грабовка (Драгобычская область), верхне-
воротыщенская свита (нижний миоцен).
- Рис. 6, 7. Спиккулы кремневых губок, $\times 102$. Стр. 240.
Оригиналы (спаянные четырехосные мегасклеры), Предкарпатье,
с. Грабовка (Драгобычская область), верхневоротыщенская
свита (нижний миоцен).
- Рис. 8, 9. Бобовидные образования, $\times 102$. Стр. 241.
Оригиналы, (рис. 8 — мелкий экземпляр, рис. 9 — крупный
экземпляр), Предкарпатье, р. Воротыще, нижневоротыщен-
ская свита (олигоцен).
- Рис. 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, а, б; 18а, б — 20а, б. Бобовидные образо-
вания, $\times 102$. Стр. 241.
Оригиналы, Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская
свита (нижний миоцен) (а — вид в профиль, б — вид с внутрен-
ней стороны).
- Рис. 21. Бобовидные образования, $\times 102$. Стр. 241.
Оригинал, Предкарпатье, р. Воротыще, верхневоротыщенская
свита (нижний миоцен).

Таблица X



Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

1960 г.

Труды ВНИГРИ

Выпуск 153

Микрофауна СССР, сборник XI

Н. А. Волошинова

РОД *BUCCELLA* Andersen И ЕГО ВИДЫ
ИЗ НЕОГЕНА САХАЛИНА

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних лет в связи с глубокой разведкой ряда новых нефтеносных площадей, расположенных на восточном побережье Сахалина, накопился значительный материал по фораминиферам из нутовской свиты плиоценового возраста. Эта мощная (до 3 тыс. м) толща чрезвычайно однообразных, преимущественно песчаных, образований содержит довольно скудную, спорадически рассеянную в ней фауну моллюсков, фораминифер и морских ежей. В последнее время сотруднику ЦНИЛа объединения «Дальнефть» Н. А. Барбасевич удалось расчленить ее по фауне фораминифер на 3 части. При уточнении этого деления, произведенном автором настоящей статьи, значительную роль сыграли различные виды рода *Buccella*, являющегося одним из наиболее распространенных в нутовской свите. Ранее в зарубежной литературе все виды этого рода относились к нескольким видам рода *Eponides*. Наиболее распространенным из них считался *Eponides frigidus* (Cushman), стратиграфическое распространение которого датировалось с миоцена доныне. Более ограниченное распространение (средний и верхний миоцен) отмечалось для *Eponides mansfieldi* Cushman и *E. mansfieldi* var. *oregonensis* Cushman, Stewart R. E. et Stewart K. C. (н. миоцен). В плиоцене Сахалина часто отмечался *Eponides granulatus* Lauepschläger in litt. Однако четких представлений об объеме этих видов и разграничивающих их отличительных признаков не было. Наиболее существенными признаками считались зернистость, развитая у всех видов этой группы, и выпуклые септальные швы на спинной стороне у *E. mansfieldi* и *E. granulatus*.

Андерсен (1952) произвел ревизию около десятка видов, распространенных в современных морях и в третичных отложениях Северной Америки, характеризующихся зернистостью в пупочной области и на швах. На основании их изучения он пришел к вы-

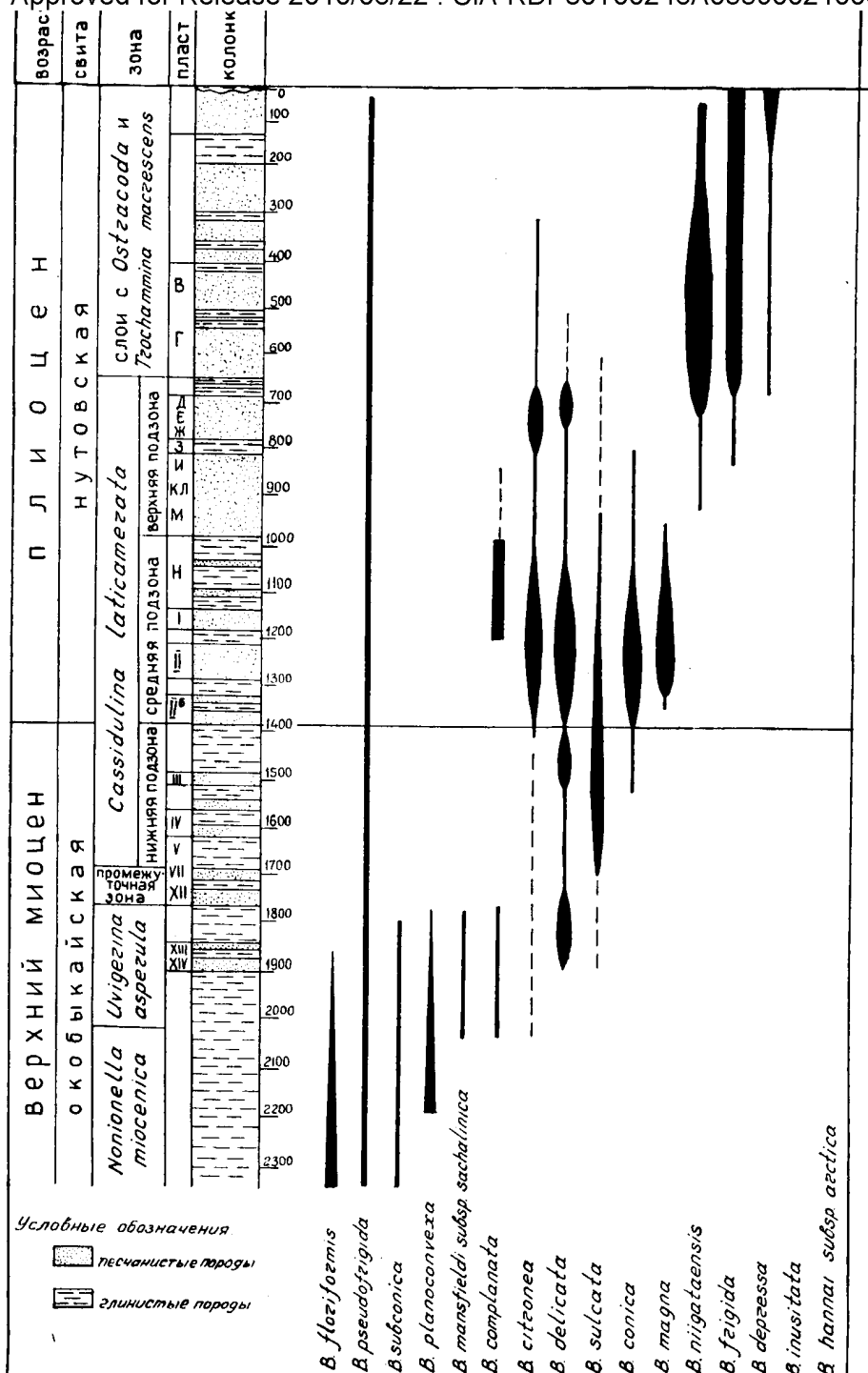


Рис. 1. Стратиграфическое распространение видов рода *Buccella* в неогене Сахалина (в окобыкайской и пудовской свитах). Два вида—*B. inusitata* и *B. hanna subsp. arctica* распространены в современных водах северных и западных морей Сахалина.

воду, что это виды особого рода, отличающегося от рода *Eponides* наличием дополнительных устьев, расположенных на брюшной стороне раковины вдоль септальных швов. Им же были даны более детальные и уточненные диагнозы для ряда уже известных и для вновь установленных им видов.

После знакомства с работой Андерсена, автор статьи занялся детальным изучением букцелл из третичных отложений Сахалина, встречающихся в в. миоцене (окобыкайской свите) и широко распространенных в плиоцене (нутовской свите). Почти двухгодичные исследования в этой области дали интересные положительные результаты, хотя изучение представителей этого рода далеко еще не закончено.

Данные по стратиграфическому распространению видов имеют до некоторой степени предварительный характер, так как основаны на изучении материалов двух-трех районов восточного побережья. Схема вертикального распространения различных видов букцелл в неогене Сахалина и в современных водах северных (Баренцево) и дальневосточных морей (Охотское море и заливы его на восточном побережье Сахалина) изображена на рис. 1.

В исследованиях принимали участие палеонтологи ВНИГРИ — В. Н. Кузнецова и А. И. Будашева, а также сотрудники ЦНИЛа объединения «Дальнефть» — Н. А. Барбасевич, Л. С. Леоненко и М. В. Григоренко.

Рисунки с натуры выполнены художником Н. А. Ипатовцевым. Всем перечисленным лицам выражаю самую искреннюю благодарность.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

ОТРЯД ROTALIIDA

НАДСЕМЕЙСТВО DISCORBIDEA Cushman, 1927, nom. trans.
Smout, 1955

Семейство DISCORBIDAE Cushman, 1927, trans. Glaessner, 1945

Подсемейство EPONIDINAE Hofker, 1951, trans. Subbotina, 1959

Род *BUCCELLA* Andersen, 1952

Тип рода — *Eponides hannai* Phleger et Parker, 1951, Geol. Soc. Amer. Mem. т. 46, стр. 21, табл. 10, фиг. 11—14, Мексиканский залив, современный.

Описание (по Андерсену, 1952). Раковина свободная, известковая, трохоидная, двояковыпуклая. Со спинной стороны

видны все камеры и их швы; на брюшной стороне — швы камер (последнего оборота), пупочная область и устьевая поверхность последней камеры скрыты полностью или частично под слоем зернистого скелетного вещества. Основное устье — щелевидное, внутрикраевое, расположено посередине расстояния между пупком и периферическим краем, видно лишь изнутри камер у экземпляров хорошей сохранности. Дополнительные устья — ординарные или множественные, наблюдаемые у некоторых экземпляров различных видов, развиты на краю, у заднего шва каждой камеры, на брюшной стороне раковины и обычно расположены вблизи периферического края.

Распространение. Олигоцен — ныне Сев. Америки; миоцен и плиоцен Сахалина, Камчатки и Японии; современные обитают на небольших глубинах в арктических и северных морях, а также в Атлантическом и Тихом океанах вдоль берегов Северной Америки до широты Мексиканского залива включительно.

Общие замечания. Основной характерной чертой представителей рода *Buccella* является зернистость, развитая на брюшной стороне раковины. Диагностическим признаком, отличающим этот род от рода *Eponides* является наличие дополнительных устьев, развитых на брюшной стороне. Зернистость большей частью скрывает как основные, так и дополнительные устья у буцелл. Последние становятся различимыми лишь у экземпляров с несколько нарушенным слоем зернистого вещества.

По диагнозу Андерсена, дополнительные устья (одиночные или множественные) развиты с одной стороны брюшных швов на задней (не устьевой) стенке каждой камеры. В нашем материале, как в современном, так и в ископаемом, дополнительные устья большей частью наблюдаются по обе стороны от швов, т. е. как на задних, так и на передних стенках камер, вблизи периферического края. Большой частью представлены небольшими щелями, по одной с каждой стороны шва, разделенными перегородкой камер. Только у *Buccella inusitata* Anderson дополнительные устья имеют несколько иной облик. Вначале они развиваются в виде нескольких отверстий неправильной формы по обе стороны шва (табл. VII, рис. 5), в дальнейшем все более и более разрывающихся и у некоторых наиболее крупных раковин образующих в конечной стадии сплошную щель вдоль периферического края (табл. VII, рис. 4). Последнее, вероятно, происходит при размножении, когда протоплазматическое тело животного покидает материнскую раковину для образования следующего поколения.

Видовыми диагностическими признаками в пределах рода *Buccella* служат: количество камер в обороте; толщина (высота) раковины и большая выпуклость той или другой стороны; сжатость периферического края; форма камер и степень изогнутости спинных и, особенно, брюшных швов; наличие, форма и положение

дополнительных устьев. Кроме того, к числу видовых диагностических признаков относится ширина швов на спинной стороне и сливающейся с ними полосы из прозрачного скелетного вещества, окаймляющей периферический край раковины. Настоящего киля, обособленного от камер, у представителей данного рода не наблюдается. Однако при разглядывании с брюшной стороны раковин с широким отчетливым окаймлением периферического края, получается зрительное впечатление наличия «киля». Этот признак является довольно постоянным у целого ряда видов, вследствие чего мы вводим термин — окаймленный периферический край.

Наиболее изменчивым признаком в пределах видов является выпуклость спинной и брюшной сторон раковин. Даже у видов, вполне отчетливо характеризующихся большей выпуклостью той или другой стороны, встречаются экземпляры равнодвояковыпуклые или же с более выпуклой противоположной стороной. Так, например, у *B. conica* только отдельные раковины имеют коническую форму, большая же часть раковин равнодвояковыпуклая, у единичных экземпляров более выпуклой является брюшная сторона.

Род *Buccella* распространен в верхнем миоцене, значительно меньше в среднем и особенно широко в плиоцене Сахалина, в основном в нутовской свите восточного побережья. Довольно многочисленные экземпляры различных представителей этого рода встречаются начиная с нижней части окобыкайской свиты. Известны также в сертунайской и верхнедуйской свитах западного Сахалина (единичные находки), в каскадной свите — п-ва Шмидта. В нижнем миоцене на Сахалине букцеллы пока не встречены.

Выделение этого рода в качестве самостоятельного из пределов рода *Eponides*, куда ранее были включены немногие известные виды, было произведено Андерсеном (1952) в процессе изучения им современных илов из Мексиканского залива у приустьевых рукавов р. Миссисипи. Ревизия голотипов и оригиналов, хранящихся в коллекции Кешмэна, произведенная этим исследователем, выявила наличие нескольких видов среди «*Eponides frigidus* C u s h m.», а также наличие дополнительных устьев и ряд признаков, не принимавшихся во внимание более ранними исследователями. Изучение автором настоящей статьи современных букцелл из Баренцова моря, после знакомства с работой Андерсена, значительно облегчило исследование ископаемого материала. Только после установления различного характера устьев у современных букцелл, удалось обнаружить их и у ископаемых букцелл, что явилось одним из диагностических признаков для ряда видов.

Ниже приведены описания и данные по распространению сахалинских неогеновых видов.

Buccella floriformis Voloshinova sp. n.

Табл. I, рис. 1а—в — 5а—в

1953. *Eponides frigidus* Волошинова (не Cushman) в книге: Мятлюк, Ископаемые фораминиферы СССР. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, стр. 119, табл. XVII, рис. 8а—в.

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/19; оригиналы № 454/20—23; Сахалин, Катагли, низы окобыкайской свиты, в. миоцен.

О п и с а н и е. Раковина маленьких размеров для рода, равнодвояковыпуклая или с более выпуклой брюшной стороной, сравнительно толстая (диаметр превышает толщину в $1\frac{1}{2}$ —2 раза). Спираль состоит из $2\frac{1}{2}$ —3 оборотов; в последнем из них 5—7 камер, большей частью 6. Периферический край резко сжатый, заостренный, отчетливо окаймленный, слабо волнистый. Септальные швы на спинной стороне двуконтурные, нерезко скошенные, слегка изогнутые у периферического края, плоские; покрывающее их прозрачное скелетное вещество образует плавный изгиб и окаймляет периферический край соответствующей камеры, что придает камерам форму лепестков цветка. На брюшной стороне швы углубленные, особенно у периферического края. Камеры с брюшной стороны выпуклые, имеют форму широких треугольников с плавно изогнутым основанием. Брюшная стенка камер сильно сжата у периферического края, затем поднимается вверх, образуя выпуклость камеры. Пупочная область широкая, образует характерную площадку, покрытую зернистым веществом, переходящим также на швы и на устьевую поверхность последней камеры.

Существуют две формы. У одной зернистость более обильная и более крупная покрывает значительную часть поверхности, образуя широкую звездообразную фигуру с резко суживающимися лучами на брюшной стороне (табл. I, рис. 2б). У этой формы как основное, так и дополнительные устья скрыты под зернистостью и, как правило, не видны. У другой формы зернистость очень мелкая, покрывает в основном пупочную область и частично углубления швов. У этой формы часто видны дополнительные устья, расположенные в средней части швов, примерно на половине расстояния от пупка до периферического края. Стенка как на брюшной, так и на спинной стороне крупнопористая.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,25—0,30, толщина 0,15—0,17.

О б щ и е з а м е ч а н и я. *B. floriformis* больше всего походит на *B. hannai* Phleger et Parker subsp. *arctica* Voloshinova subsp. n. Сходными признаками являются: количество камер, заостренный волнистый периферический край, лепестковидная форма камер со спинной и треугольная с брюшной стороны.

Отличается *B. floriformis* более выпуклой брюшной стороной, тогда как у второй более выпуклой является спинная, брюшная же часто бывает плоской. Отличием также являются более мелкие размеры раковины *B. floriformis*, крупнопористая стенка и более сжатый чрезвычайно характерный периферический край.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Сертунайская свита района Александровска и низы окобыкайской свиты района Катангли, в. миоцен.

Buccella pseudofrigida Leonenko sp. n.

Табл. I, рис. 6a—в; 7a—в

1953. *Eponides mansfieldi* Волошинова (не Cushman), в книге: Мятлюк, Ископаемые фораминиферы СССР. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, стр. 118, табл. XVII, рис. 3а, в.

Голотип в коллекции ВНИГРИ, № 454/8, оригинал № 454/9; Сахалин, нутовская свита, плиоцен. Оригиналы № 454/88—90; Сахалин, Мухто, нутовская свита, плиоцен.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров для рода; или равнодвояковыпуклая, или (значительно чаще) с более выпуклой спинной стороной. Взрослая раковина состоит из 2—3 оборотов спирали; в последнем обороте 6—8 камер, в большинстве случаев 7. Швы на спинной стороне плоские, косые, двуконтурные; на брюшной — широкие, отчетливо углубленные, радиальные или слегка изогнутые у периферического края. Пупочная область плоская, закрыта густым слоем зернистого вещества. Зернистость переходит на швы и покрывает их все целиком до периферического края. Периферический край слабо волнистый и слабо приостренный. В большинстве случаев устья не видны. У единичных раковин со слегка стертым зернистым веществом наблюдаются дополнительные устья, в виде двух узких коротких щелей вдоль швов, по одной на передней и задней стенках камер, расположенных вблизи периферического края.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,25—0,40, толщина 0,15—0,25.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Является видом, чрезвычайно близким к *Buccella frigida* (Cushman). От последней отличается несколько большим числом камер в последнем обороте (обычно 7, а не 6), что является довольно постоянным признаком у обоих видов, несколько более углубленными швами и большей частью более выпуклой спинной по сравнению с брюшной стороной. От *B. frigida* описываемый вид отличается также менее отчетливо окаймленным периферическим краем.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Является видом широко распространенным в неогене Сахалина, встречаясь как в каскадной

(в. миоцен) свите п-ова Шмидта, так и в окобыкайской (в. миоцен) и нутовской (плиоцен) свитах восточного побережья Сахалина.

Buccella subconica B u d a s h e v a sp. n.

Табл. II, рис. 1а—с — 2; 3а—с—4а—с

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/42; оригиналы № 454/43—48; Сахалин, Имчп, низы окобыкайской свиты, в. миоцен.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров для рода, двояковыпуклая, с брюшной и спинной сторонами равно- или почти равновыпуклыми, или со спинной стороной конусовидной и почти плоской, в некоторых случаях слегка углубленной в центре, брюшной стороной. Спираль состоит из $2\frac{1}{2}$ —3 оборотов; в последнем — 6—8 камер, большей частью — 7. Периферический край узкозакругленный, не окаймленный или же едва заметно окаймлен. Камеры со спинной стороны неширокие, слегка изогнутые, разделены двуконтурными плоскими швами, слегка изогнутыми у периферического края, где они в некоторых случаях сливаются с узкой полоской из скелетного вещества, отсутствующей с брюшной стороны. Камеры с брюшной стороны сравнительно широкие, почти прямые, слабо выпуклые; разделены широкими, отчетливо углубленными, слабо изогнутыми или прямыми почти радиальными швами. Пупочная область плоская, иногда слегка вдавленная, скрыта под густым слоем зернистого вещества, заходящего на швы, на $\frac{2}{3}$ расстояния от пупка до периферического края. В этом месте зернистость резко обрывается, а швы становятся узкими и менее углубленными, благодаря чему образуется сравнительно ровный неволнистый периферический край. В месте окончания зернистости на швах часто видны дополнительные устья, по одному с каждой стороны шва.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,30—0,40, толщина 0,15—0,25.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Данный вид чрезвычайно сходен с плиоценовой *B. conica* V o l o s h i n o v a sp. n. и, вероятно, является его предковой формой. От последней отличается менее крупными размерами раковины, меньшим числом оборотов спирали, с меньшим числом камер в каждом обороте, отсутствием отчетливого окаймления периферического края и плоскими швами на спинной стороне. Молодые раковины этого вида несколько напоминают взрослые раковины встречающейся совместно с ними *Buccella floriformis* V o l o s h i n o v a sp. n. Однако последний вид отчетливо отличается более выпуклой брюшной стороной по сравнению со спинной и сильно сжатым слегка волнистым периферическим краем.

Значительное сходство описываемый вид обнаруживает с *Buccella nipponica* (Husezima et Maruhasi) из плиоцена Японии. Существенным отличием сахалинского вида от японского, помимо несколько большего числа камер (7 вместо 6), является отсутствие периферического окаймления и менее узкие и менее углубленные швы на брюшной стороне.

Своеобразной чертой данного вида является то, что наиболее выпуклые конические раковины относятся большей частью (но не всегда) к микросферической генерации. Во всяком случае, начальная камера у них небольших размеров, меньших, чем у раковин с менее выпуклой спинной стороной. Этот признак тем более интересен, что в большинстве случаев у трохидных фораминифер спинная сторона бывает более выпуклой у генераций с начальными камерами больших размеров.

Распространение. Встречен в низах окобыкайской свиты районов Катангли и Имчина, в. миоцен.

Buccella planiconvexa Voloshinova sp. n.

Табл. II, рис. 5а—в

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/91, оригиналы № 454/92—99; Сахалин, Оссой, окобыкайская свита, в. миоцен (скв. 53-с, гл. 25—28 м).

Описание. Раковина маленьких размеров для рода, спинная сторона плоская, брюшная — выпуклая или же брюшная и спинная стороны равновыпуклые. Взрослая раковина имеет $2-2\frac{1}{2}$ оборота спирали. В последнем обороте 6—8 камер, чаще всего 7. Швы на спинной стороне широкие, двуконтурные, косые, выпуклые. На брюшной стороне швы углубленные, узкие, изогнутые назад у периферического края. Пупочная область и швы покрыты тонким слоем зернистого вещества. Периферический край острый, окаймленный. Устье и дополнительные устья не видны.

Размеры (в мм): диаметр 0,25—0,30, толщина 0,15.

Общие замечания. Взрослые крупные раковины *B. planiconvexa* характеризуются плоской спинной и выпуклой брюшной сторонами и изогнутыми камерами. Эти черты сближают описываемый вид с *B. citronea* Leonenko sp. n. и особенно с *B. complanata* Voloshinova sp. n. Сходство усиливается также благодаря форме камер у обоих видов с брюшной стороны, изогнутых и напоминающих дольки мандарина. Однако *B. planiconvexa* отличается от обоих видов высокими, сильно выпуклыми с брюшной стороны камерами, разделенными очень узкими и глубокими швами. Этот признак особенно наблюдается у молодых раковин мелких размеров, почти равновыпуклых с обеих

сторон. Отличают этот вид и менее изогнутые, чем у *B. citronea*, камеры с брюшной стороны, а также зернистость, сконцентрированная в пупочной области, где часто образуется довольно отчетливая округлая слабо выпуклая площадка с густым слоем крупнозернистого скелетного вещества. От остальных видов букцелл данный вид, относящийся к группе видов *Buccella citronea*, отличается рядом признаков, присущих видам этой группы.

Распространение. Осой, окобыкайская свита (зона *Uvigerina asperula* и *Nonionella miocenica*).

Buccella mansfieldi (Cushman) subsp.
sachalinica Voloshinova subsp. n

Табл. II, рис. 6а—г

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/61; Сахалин, Нутово, окобыкайская свита, в. миоцен.

Описание. Раковина крупных размеров для рода, двояковыпуклая. Спинная и брюшная стороны равновыпуклые. Взрослая раковина состоит из 2—2½ оборотов спирали, в последнем обороте содержится 6—7 камер. Периферический край приотстренный, окаймленный. Швы на спинной стороне широкие, двуконтурные, сильно выпуклые, косые, слегка изогнуты к периферическому краю, где сливаются с широкой каймой из прозрачного скелетного вещества, особенно отчетливо выступающей с брюшной стороны. Камеры на брюшной стороне слабо выпуклые, по мере нарастания заметно увеличиваются в размерах. Швы между камерами углубленные, слабо изогнутые. Пупочная область покрыта слоем грубозернистого вещества; зернистость переходит на швы и покрывает их до киля. Устье и дополнительные устья не видны.

Размеры (в мм): диаметр 0,35—0,45, толщина 0,20—0,27. Общие замечания. Описываемая форма по своим выпуклым и резко скошенным спинным швам, слабо выпуклым камерам и углубленным швам на брюшной стороне, а также грубой зернистости в пупочной области, напоминает *B. mansfieldi* (Cushman) из миоцена Флориды. Отличается значительно меньшими размерами и меньшим числом камер в последнем обороте.

По данным Андерсена, диаметр голотипа *B. mansfieldi* равен 0,62 мм, толщина 0,28 мм. Количество камер в последнем обороте колеблется в пределах 9—12, чаще всего бывает 11. От всех остальных видов букцелл *B. mansfieldi* отличается сильно выпук-

лыми швами спинной стороны, отчетливо возвышающимися над стенкой раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречены в окобыкайской свите района Нутово и района Оссой, в. миоцен.

Buccella complanata Voloshinova sp. n.

Табл. III, рис. 1a—e; 2a—e

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/70; оригинал № 454/71—79; Сахалин, Паромай, окобыкайская свита, в. миоцен.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров для рода, двояковыпуклая. Спинная и брюшная стороны или равновыпуклые или же брюшная сторона несколько более выпуклая, чем спинная. Взрослая раковина состоит из $2\frac{1}{2}$ —3 оборотов спирали. В последнем обороте 9 камер. Швы на спинной стороне широкие, двуконтурные, плоские или слабо выпуклые, резко наклонные по отношению к периферическому краю, почти прямые или слегка изогнутые у последнего, где переходят в окаймляющую его широкую полосу прозрачного скелетного вещества. На брюшной стороне камеры слабо выпуклые, характерной формы, напоминающей дольки мандарина. Швы между камерами слегка углубленные, радиальные у центра и слабо изогнутые у периферического края. Пупочная область плоская, покрыта тонким слоем зернистого вещества, переходящего на швы. Периферический край волнистый, приостренный, широко окаймленный. Устье и дополнительные устья скрыты зернистым материалом. Стенка мелкопористая, гладкая, стекловатая.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,30—0,40, толщина 0,15—0,20.

О б щ и е з а м е ч а н и я. По характеру камер с брюшной стороны напоминает *B. citranea* Leonenko sp. n. От последней отличается более крупной и плоской раковиной, часто с почти плоской спинной и слабо выпуклой брюшной сторонами. Камер в последнем обороте несколько больше, чем у *B. citranea* (9 против 7—8).

Аналогичная форма встречена в низах нутовской свиты района Некрасовки. Наиболее крупные экземпляры имели в последнем обороте 10—11 камер.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Голотип из окобыкайской свиты. Низы нутовской свиты района Некрасовки. Паромай, окобыкайская свита, в. миоцен.

Buccella citranea Leonenko sp. n.

Табл. III, рис. 3a—e — 5a—e

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/62; оригиналы № 454/63, 64; Сахалин, Мухто, нутовская свита, плиоцен; оригиналы № 454/65—69, Сахалин, Оссой, нутовская свита, плиоцен.

О п и с а н и е. Раковина маленьких размеров для рода, двояковыпуклая. Спинная и брюшная стороны или равновыпуклые, или брюшная сторона более выпуклая, чем спинная. Взрослая раковина состоит из 2—2½ оборотов спирали, в последнем из них обычно 8 камер, у молодых меньше (6—7). Периферический край ровный, не волнистый, широко округленный, камеры на спинной стороне отчетливо треугольной формы, разделены широкими двуконтурными, более или менее выпуклыми швами, слегка изогнутыми у периферического края, где они сливаются с периферической каймой. На брюшной стороне камеры слабо выпуклые, изогнутые, характерной формы, напоминающей дольки мандарина; разделены очень узкими, углубленными, в пупочной области почти прямыми, и резко изогнутыми у периферического края швами. Пупочная область плоская, покрыта густым слоем зернистого вещества, заходящего в основание устьевой поверхности последней камеры и на швы, которые оно покрывает до периферической каймы. Устье и дополнительные устья скрыты зернистым веществом и не видны. Стенка мелкопористая гладкая и стекловатая.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,17—0,30, толщина 0,12—0,15.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Чрезвычайно характерный вид благодаря своеобразной форме камер с брюшной стороны и скульптуре швов на спинной. Вместе с тем очень изменчив и образует, вероятно, ряд разновидностей, характеризующихся различными более мелкими признаками. Типичная форма с обычным числом камер (7—8) в последнем обороте и относительно вздутой раковиной, со значительно выпуклой брюшной и слабо выпуклой спинной сторонами (табл. III рис. 4) приурочена преимущественно к нижней части нутовской свиты. Единичные экземпляры вида встречаются и в окобыкайской свите. К более верхним горизонтам нутовской свиты (верхняя подзона зоны *Cassidulina laticamerata*) приурочена форма с более плоскими и узкими спинными швами. В плиоцене Камчатки встречена форма с несколько менее изогнутыми камерами с брюшной стороны и очень толстой периферической каймой. Взаимоотношение и стратиграфическое распределение этих форм пока не выяснено. Данный вид ранее часто определялся как *Eponides granulatus* E. L a u t e n s h l ä g e r благодаря наличию выпуклых спинных швов. Однако *E. granulatus* из помырской свиты (средний плиоцен) п-ва Шмидта характеризуется бугристостью (не зернистостью) в пупочной области и наличием устья, типичного для рода *Eponides*, и относится к последнему.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Окобыкайская свита, в. миоцен, очень редко (единичные). Нутовская свита, плиоцен, нижняя и средняя части — в изобилии.

Buccella delicata Voloshinova sp. n.

Табл. IV, рис. 3а—в; 4; 5а—в; табл. V, рис. 2а—в

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/24; оригиналы № 454/25, 26, Мухто, нутовская свита, плиоцен; оригинал № 454/27, Паромай, нутовская свита, плиоцен.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров для рода, сравнительно плоская, большей частью со слабо выпуклой брюшной и почти плоской спинной сторонами, или равнодвояковыпуклая; очень редко встречаются единичные экземпляры с выпуклой спинной стороной и почти плоской брюшной. Спираль состоит из 2—3 оборотов; в последнем 6—8 камер, чаще всего 7. Периферический край угловатый или узкозакругленный, часто слегка волнистый, почти или вовсе не окаймленный. Швы на спинной стороне узкие, плоские, слегка изогнуты и нерезко наклонены по отношению к периферическому краю. Камеры со спинной стороны узкие, относительно прямые, плоские, с брюшной стороны значительно и равномерно выпуклые по всей своей поверхности, за исключением узких глубоких радиальных швов. Пупочная область плоская или слегка углубленная, покрыта слоем мелкозернистого скелетного вещества, часто образующего в центре подобие плоской пуповки, хорошо заметной при смачивании раковины водой. Зернистость переходит на швы и часто покрывает их узкими полосками только на расстоянии $\frac{2}{3}$ от пупка до периферии (табл. V, рис. 2 б). Здесь она резко обрывается, и на этом месте, в слегка расширенном углублении шва, часто образуются дополнительные устья — узкие щели, по одной с каждой стороны шва (табл. IV, рис. 4). В некоторых случаях швы заполнены зернистостью до конца, и в таких случаях зернистость покрывает их узкими полосками почти до периферического края (табл. IV, рис. 3 б). Значительно реже зернистость распространяется не только на швы, но и на стенки камер вдоль швов, образуя довольно широкую звездообразную фигуру (табл. IV, рис. 5 а—в). Характер швов (узкие, двуконтурные, глубокие), а также характерная пуповка в пупочной области выступают в таком случае лишь при смачивании раковины водой.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,25—0,40, толщина 0,12—0,17.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Данный вид очень похож на современную *Buccella depressa* Andersen. От последней отличается несколько меньшим числом камер (у *B. depressa* большей частью 8 камер, у нашего вида 6—7) и характером устьев. По Андерсену, у *B. depressa* имеется только по одному дополнительному устью, расположенному на переднем устьевом крае каждой камеры, вблизи периферического края. Описываемый вид имеет значительное сходство с *B. sulcata* Kuznetsova из нашего материала, от которой отличается несколько меньшим числом ме-

нее выпуклых камер, более широкими прямыми швами и более широким не окаймленным периферическим краем. *B. delicata* походит также на плиоценовую *B. niigataensis* (Husezima et Maghassi). От последней ее отличает большее количество камер, более глубокие швы и несколько более уплощенная раковина.

Распространение. Верхи окобыкайской свиты и нижняя часть нутовской (все три подзоны зоны *Cassidulina laticamerata*); в. миоцен — плиоцен.

Buccella sulcata V. Kuznetzova sp. n.

Табл. III, рис. 6a—e

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/28; оригиналы № 454/29—33; Сахалин, Оссой, нутовская свита, плиоцен.

Описание. Раковина средних размеров для рода, двояковыпуклая, уплощенная. Спинная и брюшная стороны одинаково выпуклы или спинная несколько более. Взрослая раковина имеет 2—2½ оборота спирали; в последнем 7—9 камер, чаще всего 8. Периферический край почти ровный, приостренный, окаймленный. Швы на спинной стороне узкие, не двуконтурные, плоские, слегка изогнутые и нерезко наклонены по отношению к периферическому краю. Камеры со спинной стороны узкие, плоские и слегка изогнутые. С брюшной стороны камеры узкие, сильно выпуклые, особенно в средней части, благодаря чему имеют вид узких валиков. Швы очень глубокие, узкие, резко изогнуты у периферического края, где они сливаются с узкой полоской из прозрачного вещества, окаймляющей край. Последняя камера более выпуклая, отчетливо выступает с брюшной стороны, но почти не выделяется со спинной. Пупочная область плоская, покрыта тонким слоем зернистого вещества. Зернистость заходит на швы, но покрывает их только у пупочной области. Дополнительные устья — щели на швах, вблизи периферического края.

Размеры (в мм): диаметр 0,30—0,40, толщина 0,15.

Общие замечания. Данный вид более всего походит на современную *Buccella depressa* Andersen, отличается от последней лишь более заостренным и окаймленным периферическим краем и изогнутыми не радиальными швами с брюшной стороны. Большое сходство имеет с *B. delicata* Voloshinova sp. n., с которой иногда встречается совместно, но большей частью раздельно. От *B. delicata* отличается более вздутыми камерами, с большей выпуклостью в их центре и более узкими и изогнутыми швами на брюшной стороне. Кроме того, различным у этих двух видов является периферический край, не окаймленный у *B. delicata*, и узко, но отчетливо окаймленный у *B. sulcata*.

Распространение. Существуют, по-видимому, 2 формы. Одна более крупная и с менее отчетливо оконтуренным периферическим краем, в большом количестве была встречена в скв. № 1с и 33с Верхнего Пильтуна, в слоях, вероятно, относящихся к окобыкайской свите. В других районах (Оссой, Мухто) встречена в нutowской свите более мелкая форма, изображенная на таблице (табл. III, рис. 6 а—в). Распределение обеих форм в разрезе неогена Сахалина пока неясно. На прилагаемой схеме обе формы объединены.

Buccella conica Voloshinova sp. n.

Табл. IV, рис. 1а—в; 2а—в

Голотип в коллекции ВНИГРИ, № 454/34; оригиналы № 454/35—41; Сахалин, Некрасовка, нutowская свита, плиоцен.

Описание. Раковина крупных размеров для рода, двояковыпуклая. Большой частью спинная и брюшная стороны равно- или почти равновыпуклые, но некоторая часть раковин, обычно с крупной начальной камерой (мегалосферической генерации) имеет сильно выпуклую, почти коническую спинную и слабо выпуклую или плоскую брюшную стороны. Взрослые раковины состоят из $2\frac{1}{2}$ —3, особо крупные имеют до 4 оборотов спирали. Периферический край ровный, узкозакругленный, окаймленный. Камеры многочисленные, в последнем обороте их 7—9, обычно 8 или 9. Со спинной стороны камеры узкие, изогнутые, почти не увеличивающиеся в размерах. Разделяющие их швы со спинной стороны широкие, двуконтурные, часто слабо выпуклые, слабо изогнутые. У периферического края швы сливаются с широкой полосой прозрачного скелетного вещества, окаймляющей край наподобие толстого киля. С брюшной стороны камеры сравнительно широкие, слабо выпуклые, слабо изогнутые или почти прямые. Швы на брюшной стороне широкие, отчетливо углубленные. Пупочная область плоская или слабо выпуклая, покрыта толстым слоем зернистого вещества, заходящего также на швы и покрывающего устьевую поверхность последней камеры. Зернистость обычно покрывает швы широкой полосой до килеобразного ободка периферического края. У некоторых экземпляров видны дополнительные устья — щели, расположенные с двух сторон шва на расстоянии $\frac{2}{3}$ от пупка до периферии. Стенка сравнительно крупнопористая, как с брюшной, так и со спинной стороны.

Размеры (в мм): диаметр 0,20—0,45, толщина 0,15—0,25.

Общие замечания. Данный вид характеризуется большим количеством узких изогнутых камер, составляющих довольно многочисленные, особенно у конических форм, обороты спирали, видимые со спинной стороны. С брюшной стороны камеры сравнительно широкие, и раковина с этой стороны не производит впечатления столь многокамерной, как оказывается при рассмотрении ее со спинной стороны. Больше всего этот вид имеет сходство с миоценовой *Buccella subconica* Вудашева sp. n. От последней *B. conica* отличается большими размерами раковин с большим количеством оборотов и большим числом камер в обороте, более широкими слегка выпуклыми спинными швами, менее выпуклыми камерами с брюшной стороны и плоской или слегка выпуклой (не углубленной) пупочной областью. Равнодвойковыпуклые раковины описываемого вида очень похожи на встречающиеся с ними совместно взрослые многокамерные раковины *Buccella citrinea* Леопенко sp. n. и *B. delicata* Волосинова sp. n. От первой *B. conica* отличается вполне отчетливо прямыми и широкими с толстым слоем зернистости брюшными швами. От второй — более широкими с густой зернистостью брюшными швами и меньшим количеством камер со спинной стороны, более широких и менее изогнутых.

Данный вид подходит также на *Buccella nipponica* (Нусе-зими и Марухаси) из плиоцена Японии (Asano, Illustr. catalogue Japan. Tert. smaller Foraminifera, part 14, Rotaliidae, стр. 10, рис. 74—76). От последнего *B. conica* отличается значительно большим числом камер, так как у *B. nipponica* в последнем обороте содержится всего 6 камер, и большей выпуклостью брюшной стороны.

Распространение. Нижняя часть нутовской свиты (средняя подзона зоны *Cassidulina laticamerata*).

Buccella magna Барбасевич sp. n.

Табл. V, рис. 1а—г

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/54; Сахалин, Тунгор, нутовская свита, плиоцен. Оригиналы № 454/55—60; Сахалин, Некрасовка, низы нутовской свиты, плиоцен.

Описание. Раковина очень крупных размеров для рода, двойковыпуклая. Спинная и брюшная стороны или равновыпуклые или же брюшная сторона более выпуклая, чем спинная. Взрослая раковина состоит из 3—3½ оборотов спирали. В последнем обороте 8—10 камер. Периферический край ровный, сильно сжатый, угловатый или заостренный, отчетливо окай-

мленный. Швы на спинной стороне неширокие, но двуконтурные, слегка изогнуты у периферического края, где переходят в широкое окаймление, с брюшной стороны имеющее вид довольно отчетливого киля. Швы на брюшной стороне более или менее широкие, слабо углубленные, прямые, у периферического края образуют характерные расширения. Пупочная область плоская или слегка выпуклая, покрыта густым слоем зернистого вещества. Таким же густым слоем зернистость покрывают устьевую поверхность последней камеры и швы; последние — широкой полосой до самого киля, где резко обрывается. У некоторых экземпляров в расширениях швов у периферии наблюдаются дополнительные устья.

Размеры (в мм): диаметр 0,30—0,65, толщина 0,20—0,40.

Общие замечания. Этот чрезвычайно своеобразный вид отличается от всех других ископаемых сахалинских букцелл, помимо своих очень крупных размеров, вздутой в некоторых случаях чуть не шаровидной раковины, с сильно сжатым килеватым периферическим краем, в большинстве случаев делящим раковину на две почти равные по выпуклости половины.

По размерам раковины и по количеству камер он ближе всего стоит к *B. mansfieldi* (Cushman) из миоцена Калифорнии. Однако резко отличается от последней своей сильно вздутой раковинной и слабо выпуклыми на спинной стороне швами. У *B. mansfieldi* около 11 камер в обороте, почти плоская спинная сторона и на ней сильно выпуклые широкие, резко скошенные швы.

По конфигурации раковины (равнодвояковыпуклая, с острым периферическим краем, разделяющим ее на две почти равные половины) наш вид походит на букцеллу из плиоцена Японии, изображенную Асано (Asano, Illustr. Catal. Japan, Tert. smaller Foraminifera, т. 14, стр. 9, рис. 65—67) под названием *Eponides frigidus* Cushman. Раковина, изображенная у Асано, имеет мелкие размеры и всего 7 камер в последнем обороте. Она не относится к *B. frigida*, но также является отличной от *B. magna*, хотя и несколько с ней сходной.

Описываемый вид имеет большое сходство с *B. tanai* (Uchida) из миоцена Японии. Последняя от *B. magna* отличается более выпуклой спинной стороной по сравнению с брюшной, более широкими и выпуклыми спинными и более узкими и только частично покрытыми слабой зернистостью брюшными швами.

Распространение. Нутовская свита (средняя подзона зоны *Cassidulina laticamerata*) района Некрасовки, плиоцен. Тунгор, нутовская свита, плиоцен.

Buccella pulchella B u d a s h e v a sp. n.

Табл. V, рис. 3а—в

Голотип в коллекции ВНИГРИ № 454/80; оригиналы № 454/81—87; Сахалин, Паромай, нутовская свита, плиоцен.

О п и с а н и е. Раковина маленьких размеров для рода, равнодвойковыпуклая или со слегка более выпуклой спинной стороной, толстая (диаметр превышает толщину примерно в $1\frac{1}{2}$ раза). Взрослые раковины состоят из 2— $2\frac{1}{2}$ оборотов спирали. В последнем из них 6—7 камер. Периферический край ровный, угловатый или узкозакругленный. Со спинной стороны камеры узкие, изогнутые, разделены двуконтурными, слегка выпуклыми швами. Периферическое окаймление узкое, заметно с брюшной стороны лишь при смачивании раковины водой. На брюшной стороне камеры слабо выпуклые и слегка изогнутые, несколько напоминают камеры *B. citronea* L e o n e n k o sp. n., но значительно более прямые. Соединяющие их швы широкие, слегка углубленные и изогнутые, покрыты толстым слоем зернистого вещества, покрывающего также и значительную часть пупочной области, а также устьевую поверхность последней камеры. Устье и дополнительные устья не различимы. Стенка крупнопористая.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,25—0,30, толщина 0,15—0,20.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Несколько напоминает молодые равнодвойковыпуклые раковины *Buccella conica* V o l o s h i n o v a sp. n. Отличается от последних слегка изогнутыми камерами на брюшной стороне, что сближает описываемый вид с *B. citronea* L e o n e n k o. От последнего, однако, описываемый вид отчетливо отличается более прямыми не столь характерно-изогнутыми камерами и слабо неотчетливо выдающейся килеподобной каймой периферического края. Некоторые экземпляры с несколько приостренным периферическим краем по размеру и количеству камер имеют внешнее сходство с *B. floriformis* V o l o s h i n o v a. От последней отличаются формой камер с брюшной стороны, более толстым закругленным периферическим краем, а также тенденцией к образованию более выпуклой спинной стороны, тогда как у *B. floriformis* чаще более выпуклой является брюшная.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречена только в Пароме; нутовская свита, плиоцен.

Buccella niigataensis (Husezima et Maruhasi)

Табл. V, рис. 4a—e

1944. *Eponides niigataensis* Husezima and Maruhasi. Journ. Sigen Ken., 1 (3), стр. 393, табл. 36, фиг. 11a—c.
 1951. *Eponides frigidus calidus* Asano (не Cushman et Cole). Illustr. Catal. Japan. Tert. smaller Foraminifera, pt. 14, Rotaliidae, стр. 9, фиг. 68—70.

Голотип из плиоцена (свита сетана) Хоккайдо, Япония. Оригиналы в коллекции ВНИГРИ № 454/10, 11; Сахалин, Оссой, верхняя часть нутовской свиты (плиоцен).

Описание. Раковина маленьких размеров для рода, двояковыпуклая, толстая; спинная и брюшная стороны или равновыпуклые или же брюшная несколько более выпуклая, чем спинная. Взрослая раковина состоит из $2-2\frac{1}{2}$ оборотов спирали, в последнем из них обычно 6 камер. Швы на спинной стороне узкие, не двуконтурные, плоские и слегка изогнутые, вследствие чего камеры со спинной стороны более прямые, чем обычно у букцелл. На брюшной стороне швы сравнительно узкие, отчетливо углубленные, почти радиальные. Камеры с брюшной стороны выпуклые, особенно последняя, часто значительно выдающаяся над остальной поверхностью раковины. Пупочная область плоская или слегка углубленная, покрыта слоем зернистого вещества. Зернистость переходит на швы и покрывает их почти до периферического края. Периферический край округлый, реже слегка приостренный, слабо, но довольно отчетливо волнистый. Дополнительные устья видны редко, имеют вид щелей, расположенных на брюшных швах, на расстоянии $\frac{2}{3}$ от пупка до периферического края.

Размеры (в мм): диаметр 0,25—0,35, толщина 0,15—0,17.

Общие замечания. Раковины, подобные изображенным Хусезимой и Марухази под названием *Eponides niigataensis*, в изобилии встречаются в верхах нутовской свиты ряда районов Сахалина. По размерам, толщине раковины, количеству камер они походят на *Buccella frigida* (Cush.). Это, вероятно, и послужило причиной того, что Асано отнес данный вид к *Eponides frigidus* var. *calida*. Последняя, однако, по данным Андерсена, изучавшего обе формы по коллекции типов Кешмэна, идентична типичной *B. frigida*.

Описываемый вид довольно отчетливо отличается от *B. frigida* более узкими и углубленными швами и выпуклыми камерами на брюшной стороне, более узкими, не двуконтурными швами, более прямыми (не такими скошенными) камерами со спинной стороны и слабо, но отчетливо волнистым, не окаймленным периферическим краем.

Распространение. Плиоцен Японии (свита «сетана»). Единичные экземпляры в средней, в большом количестве в верхней части нутовской свиты (плиоцен) Сахалина.

Buccella frigida (Cushman)

Табл. VI, рис. 1a—e — 6a—e

1922. *Pulvinulina frigida* Cushman. Contr. Can. Biol., т. 9, стр. 144.
 1930. *Eponides frigida* (Cushman) var. *calida* Cushman and Cole. Contr. Cushman Lab. Foram. Res., т. 6, № 4, стр. 98, табл. 13, фиг. 13a—c.
 1931. *Eponides frigida* (Cushman) var. *calida* Cushman and Cole. US Nat. Mus. Bull. 104, ч. 8, стр. 47.
 1931. *Eponides frigida* Cushman. US Nat. Mus. Bull. 104, ч. 8, стр. 45 (частично).
 1950. *Eponides karsteni* Щедрина (не Reuss) (частично). К фауне фораминифер Охотского моря. Исследования дальневосточных морей СССР, вып. 2.
 1952. *Buccella frigida* Andersen. Journ. Washingt. Academy Sci., т. 42, № 5, стр. 144, фиг. 4a—c, 5, 6a—c.

Лектотип Андерсена (колл. Кешмэна № 3032), залив Гудзона, гл. 28 м, современный. Оригиналы в коллекции ВНИГРИ № 454/1,2, Баренцево море, современные; № 454/3—5, Сахалин, Некрасовка, нутовская свита, плиоцен; № 454/6, 7, Камчатка, плиоцен.

Описание. Раковина, за редкими исключениями, маленьких размеров для рода, равнодвойковыпуклая, относительно толстая (диаметр превышает толщину в 1,5—2 раза). Взрослая раковина состоит из 2—3 оборотов спирали; в последнем 5—7 камер, обычно 6. Периферический край закругленный или угловато приостренный, окаймленный. Швы на спинной стороне широкие, двуконтурные, плоские, резко изогнутые назад у периферического края, где переходят в широкую полосу периферического окаймления, выступающую с брюшной стороны в виде килеподобного выступа. На брюшной стороне швы большей частью плоские или очень слабо углубленные, широкие на всем своем протяжении, радиальные или слабо изогнутые. Зернистое вещество обильно покрывает толстым слоем пупочную область, устьевую поверхность последней камеры и швы до каймы периферического края. Основное и дополнительные устья в большинстве случаев не видны, так как скрыты покровом зернистого вещества. Основное устье в виде узкой щели в основании внутреннего проксимального края брюшной поверхности последней камеры, на середине расстояния между пупочной областью и периферическим

краем, видно лишь на сломанных экземплярах, изнутри камеры. Дополнительные устья вблизи периферического края, в нашем материале видны исключительно редко (табл. VI, рис. 4). На изображении этого вида, приводимом Андерсеном, видны в виде узких щелей на брюшной стороне у швов задних краев камер, вблизи периферического края.

Размеры современных (в мм): диаметр 0,20—0,45, толщина 0,15—0,20.

Размеры ископаемых (в мм): диаметр 0,15—0,35, толщина 0,10—0,15.

Общие замечания. *Buccella frigida* (Cushman), по Андерсену, является сильно изменчивым видом. Типичная форма характеризуется сравнительно небольшой толстой раковиной с широко закругленным периферическим краем, 6—7 камерами в каждом обороте спирали и слегка изогнутыми швами на брюшной стороне. Эта форма часто встречается в заливе Гудзона и вдоль побережья Атлантического океана, на юг до Мэриленда (38—39° с. ш.). Форма, распространенная вдоль Тихоокеанского побережья, имеет более крупные размеры и более прямые брюшные швы. Обе формы имеют одинаковое количество камер и одинаковый характер зернистости в пупочной области и на швах.

Форма, встреченная нами в Баренцовом море, приближается к тихоокеанской по своим размерам и широким прямым швам (табл. VI рис. 1 б). Однако, наряду с ними, встречаются и более мелкие раковины со слегка изогнутыми швами (табл. VI рис. 2 б). Плиоценовая сахалинская форма вполне идентична современной тихоокеанской и отличается лишь несколько меньшими размерами (табл. VI рис. 5, 6). Плиоценовая камчатская форма отличается очень мелкими размерами, несколько более выпуклой спинной, по сравнению с брюшной, стороной и слегка углубленными и изогнутыми швами (табл. VI рис. 3, 4).

Распространение. Современная форма распространена в арктических морях, в Охотском море вдоль побережья Сахалина, в Тихом и Атлантическом океанах вдоль берегов Америки до широты Мэриленда (38—39° с. ш.). Встречается преимущественно на небольших глубинах (до 100 м). В ископаемом состоянии известна в постплиоцене Мэриленда Америки; встречена в плиоцене (в средней и верхней частях нутовской свиты) Сахалина и в плиоцене Камчатки. Форма, отнесенная к «*Eponides frigidus*» и распространенная в миоцене и плиоцене Японии, судя по изображению Асано (Asano, Illustrated catalogue, part 14, стр. 9), относится к другому виду, так как характеризуется острым периферическим краем и узкими швами на брюшной и спинной сторонах.

Buccella hannai (Phleger et Parker) subsp. *arctica*

Voloshinova subsp. n.

Табл. VIII, рис. 2 а—в—4 а—в

Голотип и оригиналы в коллекции ВНИГРИ № 454/12—14; Баренцево море, четвертичные.

О п и с а н и е. Раковина маленьких размеров для рода, равновояковыпуклая у микросферической генерации; у мегалосферической генерации чаще со значительно выпуклой спинной стороной и почти плоской или даже слегка вогнутой брюшной. Состоит из 3—3½ оборотов спирали; в каждом из них 5—7 камер. Периферический край угловато-заостренный, отчетливо волнистый. Швы на спинной стороне широкие, двуконтурные, изогнутые; покрывающее их стекловидное вещество переходит на периферический край соответствующей камеры, придавая камерам лепестковидную форму. На брюшной стороне швы углубленные, прямые, широкие в пупочной области и суживающиеся к периферии. Камеры с брюшной стороны выпуклые, широкие, довольно отчетливой треугольной формы. Пупочная область плоская, покрыта тонким слоем сравнительно грубозернистого вещества, покрывающего также и швы, широкой полосой в начале и резко суженной у периферического края. Почти на всех экземплярах хорошо видны дополнительные устья в виде одного-двух крошечных овальных отверстий вдоль шва на расстоянии $\frac{2}{3}$ от пупка до периферического края. Стенка очень тонкая, прозрачная, мелкопористая, одинаково гладкая как с брюшной, так и со спинной стороны.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,30—0,35, толщина 0,17—0,20.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Экземпляры описываемого вида, встреченные нами в Баренцевом море совместно с *Buccella inusitata* Andersen, чрезвычайно похожи на *Buccella hannai* (Phleger et Parker) из Мексиканского залива. Отличием нашей формы является меньшее количество камер в последнем обороте (у мексиканской формы 7—9 камер, большей частью 8) и одинаково гладкая поверхность и пористость спинной и брюшной сторон. У типичной *B. hannai*, по Андерсену, спинная сторона тонкопористая, брюшная сторона более крупнопористая, вследствие чего первая выглядит более гладкой и прозрачной, чем вторая.

Вид чрезвычайно характерный по своей маленькой, часто конусовидной, прозрачной раковине с волнистым периферическим краем и отчетливыми дополнительными устьями на брюшных швах.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Обнаружены в четвертичных осадках Баренцева моря.

Buccella inusitata Andersen

Табл. VII, рис. 1а—с — 5; табл. VIII, рис. 1

1929. *Eponides peruvianus* Cushman and Kellett (non Orbigny).
Proc. U. S. Nat. Mus., т. 75, № 25, стр. 10, табл. 4, фиг. 5а—с.
1938. *Eponides frigidus* Cushman. Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ.
23, стр. 71, табл. 8, фиг. 7.
1947. *Eponides frigidus* Cushman and Todd. Cushman Lab. Foram.
Res., Spec. Publ. 21, стр. 21 (без изображения).
1952. *Buccella inusitata* Andersen, Journ. Wash. Acad. Sci., т. 42, № 5,
стр. 148, фиг. 10а—с, 11а—с.

Голотип из Даллас-Банк у берегов Вашингтона, Сев. Америка, современный. Оригиналы в коллекции ВНИГРИ № 454/15—18; Баренцово море, четвертичные.

О п и с а н и е. Раковина очень крупных размеров для рода. У микросферической формы обычно равнодвояковыпуклая; у мегасферической спинная сторона часто сильно выпуклая, брюшная сторона или слабо выпуклая, или почти плоская. Раковина состоит из 3—3½ оборотов; в последнем обычно 8—9 камер, реже 7, большей частью у молодых. Периферический край угловатый или заостренный. Швы на спинной стороне двуконтурные, плоские, косые, у периферического края сливаются с окаймляющей его широкой каймой скелетного вещества. На брюшной стороне швы широкие, одинаковой ширины на всем протяжении, слегка углубленные, радиальные. Камеры очень слабо выпуклые, за исключением двух-трех последних, несколько более выпуклых. Пупочная область плоская или едва заметно выпуклая, покрыта толстым слоем зернистого вещества; последнее переходит на швы, покрывая их густым слоем до периферического окаймления. Основное устье не видно, так как закрыто густым слоем зернистого вещества, покрывающего септальную поверхность последней камеры. Изнутри камеры у сломанных экземпляров оно тоже не различимо. Хорошо виден на сломанных экземплярах форамен в основании септы (табл. VII рис. 2, 3), а иногда и дополнительные форамены, расположенные на септах, ведущие в смежные камеры того же оборота. В брюшной стенке имеются 1—2 отверстия, соединяющие камеру со смежной предыдущего оборота.

Дополнительные устья расположены вдоль брюшных швов у самого периферического края, где швы слегка расширяются и образуют небольшую слегка углубленную площадку. Видны устья только на экземплярах со слегка стертой зернистостью, в виде нескольких маленьких отверстий неправильной формы. В дальнейшем эти отверстия все больше и больше поглощаются протоплазмой и сливаются (табл. VII, рис. 5). В конце концов, они превращаются в длинные щели с неровными краями, расположенные вдоль периферического края (табл. VII, рис. 4). Такие

щели обычно наблюдаются у крупных взрослых раковин. Вполне возможно, что они образуются во время размножения, при выходе протоплазмы наружу для образования следующего поколения.

Стенка относительно толстая, со спинной стороны гладкая, мелкопористая, более или менее прозрачная, с брюшной стороны более крупнопористая, часто слегка шероховатая и матовая.

Р а з м е р ы (в мм): диаметр 0,40—0,75, толщина 0,27—0,40.

Размеры голотипа (в мм): диаметр 0,57, толщина 0,27.

О б щ и е з а м е ч а н и я. Описываемая форма из Баренцова моря, судя по описанию и изображению, вполне идентична *Buccella inusitata* Andersen. Единственным отличием являются еще более крупные размеры наших экземпляров по сравнению с крупными размерами голотипа вида (диаметр 0,57 мм). Все остальные признаки, даже различие в пористости стенки спинной и брюшной сторон, полностью совпадают.

Отличительными признаками вида являются крупные размеры, заостренный, окаймленный прозрачным скелетным веществом периферический край, двуконтурные прозрачные швы и множественные дополнительные устья. В некоторых отношениях данный вид напоминает *Buccella frigida* (Cushman), но резко отличается от нее более крупными размерами, большим числом камер (8—9, вместо 6), заостренным периферическим краем, формой и расположением дополнительных устьев.

По наблюдениям Андерсена, *B. inusitata* больше всего походит на миоценовую *B. oregonensis* (Cushman, Stewart et Stewart). Последняя отличается более выпуклыми камерами на брюшной стороне, менее выпуклой пупочной областью и отсутствием множественных дополнительных устьев.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Прибрежная часть Тихого океана у Северной Америки (штат Вашингтон), современный; в четвертичных осадках Баренцова моря.

ЛИТЕРАТУРА

- А л е к с е й ч и к С. Н., К у з и н а И. Н. и Р а т н о в с к и й И. И. Стратиграфия третичных отложений Сахалина. БМОИП, т. XIX (5), 1954.
- В о л о ш и н о в а Н. А. и П е т р о в А. В. Фораминиферы из заливов Охотского моря (восточное побережье о-ва Сахалина). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 125, 1939.
- М я т л ю к Е. В. Спириллины, роталиды, эпистоминиды и астерперины. Ископаемые фораминиферы СССР. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 71, 1953.
- Щ е д р и н а З. Г. К фауне фораминифер Охотского моря. Исследования дальневосточных морей СССР, вып. 2, 1950.
- Щ е д р и н а З. Г. Новые данные по фауне фораминифер Охотского моря и ее распределение. Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. XIII, 1953.
- A n d e r s e n H. V. *Bucella*, a new genus of rotaloid Foraminifera. Journ. Washington Academy of Sciences, vol. 43, No 5, 1952.
- A s a n o K. Illustrated Catalogue of Japanese Tertiary smaller Foraminifera. Part 14, 1951.
-

ТАБЛИЦА I

- Рис. 1а—в, 2а—в, 3. *Buccella floriformis* Voloshinova sp. n., × 102.
Стр. 272.
Сахалин, Катангли, низы окобыкайской свиты, в. миоцен.
(2а—в — голотип; 1а—в — оригинал; 3 — вид с устьевой стороны, последняя камера обломана, виден форамен).
- Рис. 4а—в, 5а—в. *Buccella floriformis* Voloshinova sp. n., × 102.
Стр. 272.
Сахалин, Катангли, низы окобыкайской свиты, в. миоцен
(оригиналы со слабой зернистостью; 5б — брюшная сторона с дополнительными устьями).
- Рис. 6а—в, 7а—в. *Buccella pseudofrigida* Leonenko sp. n., × 102. Стр. 273.
Сахалин, Тосси, нутовская свита, плиоцен. (7а—в — голотип; 6а—в — оригинал; 6б — брюшная сторона с дополнительными устьями).

Таблица 1

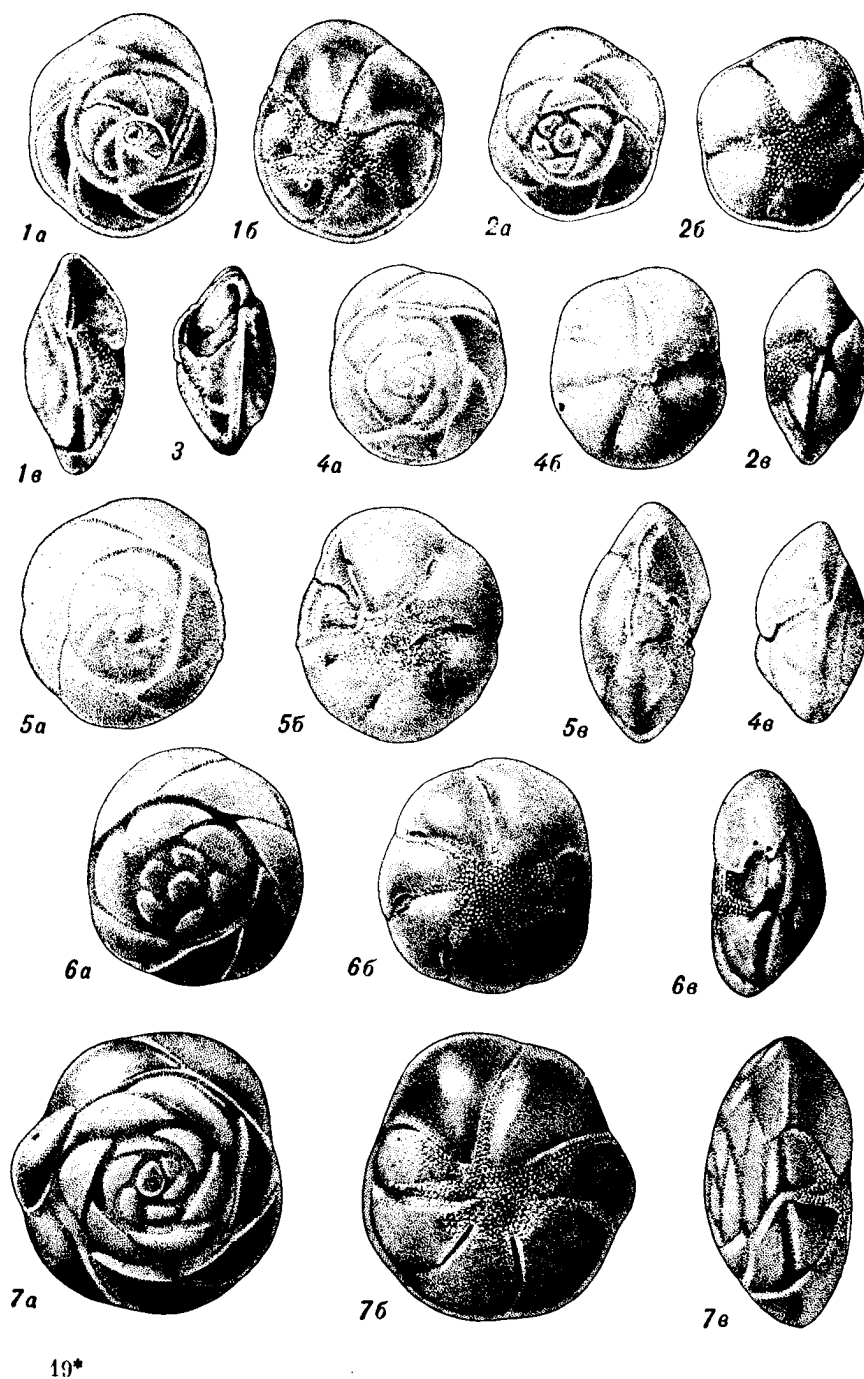


ТАБЛИЦА II

- Рис. 1а—в. 2. *Buccella subconica* B u d a s h e v a sp. n., × 102. Стр. 274.
Сахалин, Имчин, низы окобыкайской свиты, в. миоцен. (1а—в—
оригинал; 2 — оригинал с брюшной стороны; видны дополни-
тельные устья).
- Рис. 3а—в. *Buccella subconica* B u d a s h e v a sp. n., × 102. Стр. 274.
Оригинал, Восточная Камчатка, в. миоцен.
- Рис. 4а—в. *Buccella subconica* B u d a s h e v a sp. n., × 102. Стр. 274.
Голотип, Сахалин, Имчин, низы окобыкайской свиты, в. мио-
цен.
- Рис. 5а—в. *Buccella planiconvexa* V o l o s h i n o v a sp. n., × 102. Стр. 275.
Голотип, Сахалин, Оссой, окобыкайская свита, в. миоцен.
- Рис. 6а—в. *Buccella mansfieldi* (C u s h m a n) subsp. *sachalinica* V o l o -
s h i n o v a subsp. n., × 102. Стр. 276.
Голотип, Сахалин, Нутово, окобыкайская свита, в. миоцен.

Таблица II

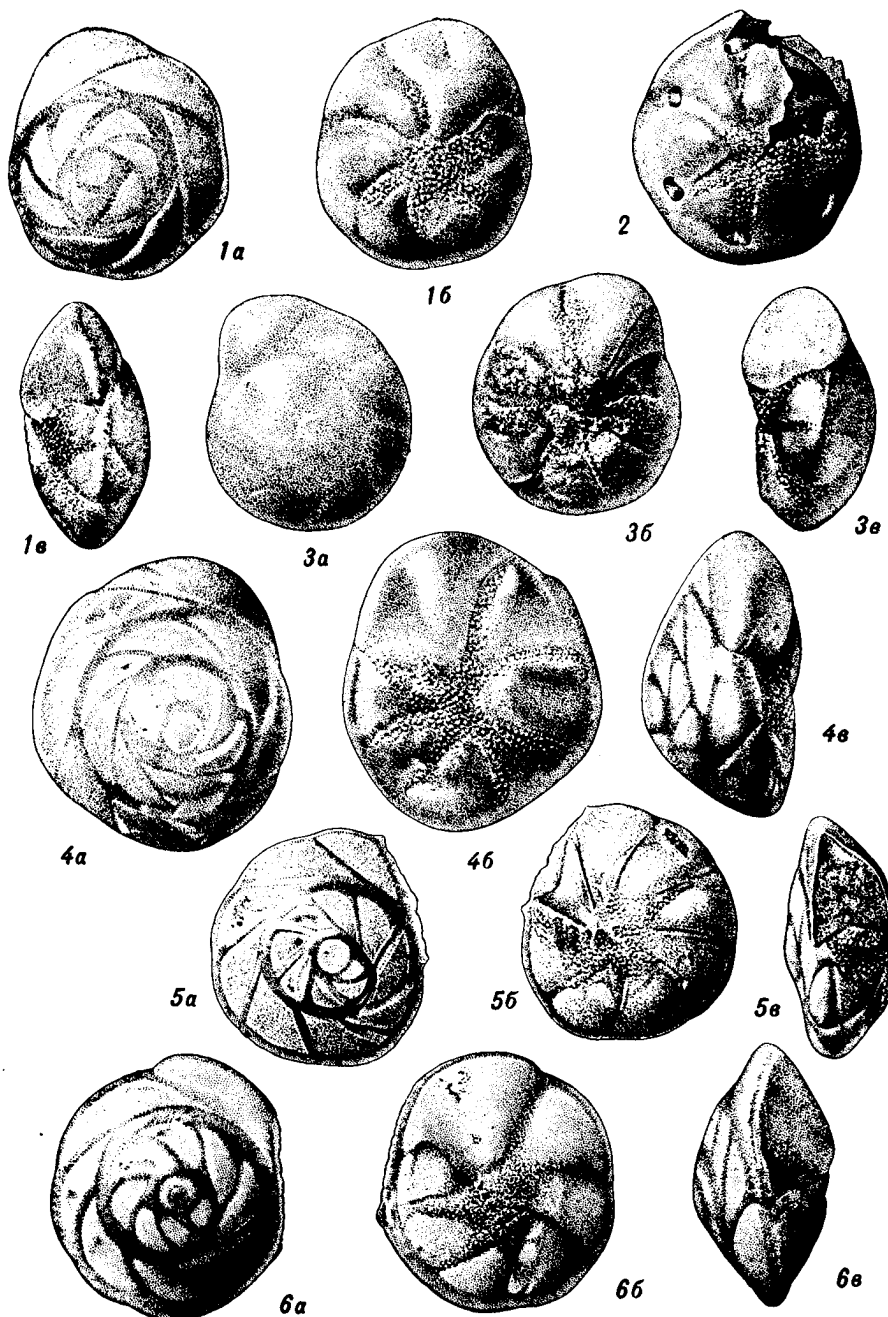


ТАБЛИЦА III

- Рис. 1a—e; 2a—e. *Buccella complanata* Voloshinova sp. n., × 102.
Стр. 277.
Сахалин, Паромай, окобыкайская свита (1a—e — голотип;
2a—e — оригинал).
- Рис. 3a—e, 4a—e, 5a—e. *Buccella citronea* Leonenko sp. n., × 102.
Стр. 277.
Сахалин, Мухто, нутовская свита, плиоцен. (5a—e — голотип;
3a—e — молодой экземпляр мегалосферической генерации;
4a—e — взрослый экземпляр микросферической генерации).
- Рис. 6a—e. *Buccella sulcata* V. Kuznetsova sp. n., × 102. Стр. 280.
Голотип. Сахалин, Оссой, нутовская свита, плиоцен.

Таблица III

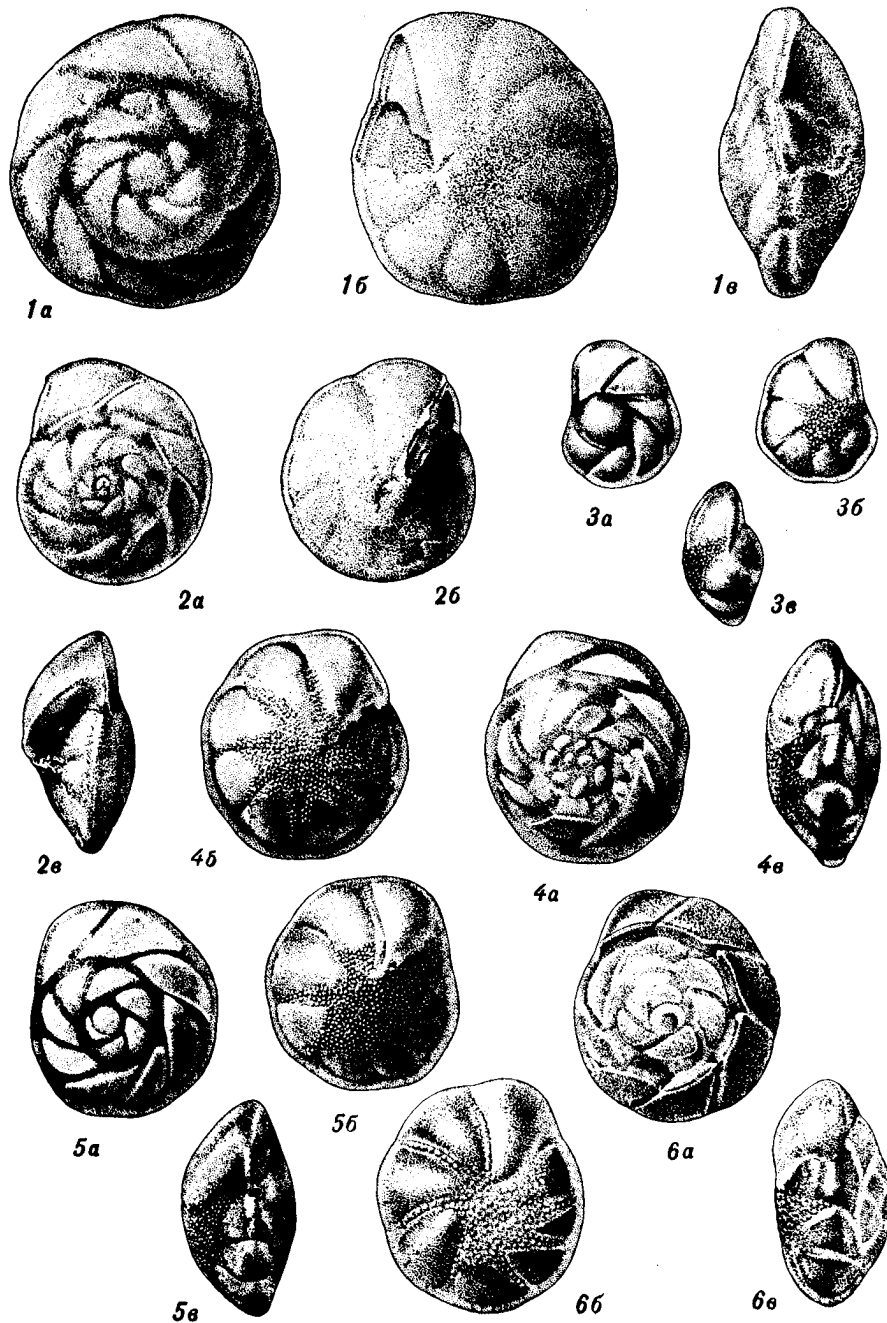


ТАБЛИЦА IV

- Рис. 1a—в. *Buccella conica* Voloshinova sp. n., $\times 102$. Стр. 281.
Сахалин, Некрасовка, нутовская свита, плиоцен (1a—в — голо-
тип; 2a—в — оригинал; 2б — с брюшной стороны, видны дополнительные
устья).
- Рис. 3a—в. *Buccella delicata* Voloshinova sp. n., $\times 102$. Стр. 279.
Голотип, Сахалин, Тосси, нутовская свита, плиоцен.
- Рис. 4, 5a—в. *Buccella delicata* Voloshinova sp. n., $\times 102$. Стр. 279.
Оригиналы. Сахалин, Мухто, нутовская свита, плиоцен (4 —
вид с брюшной стороны; видны дополнительные устья).

Таблица IV

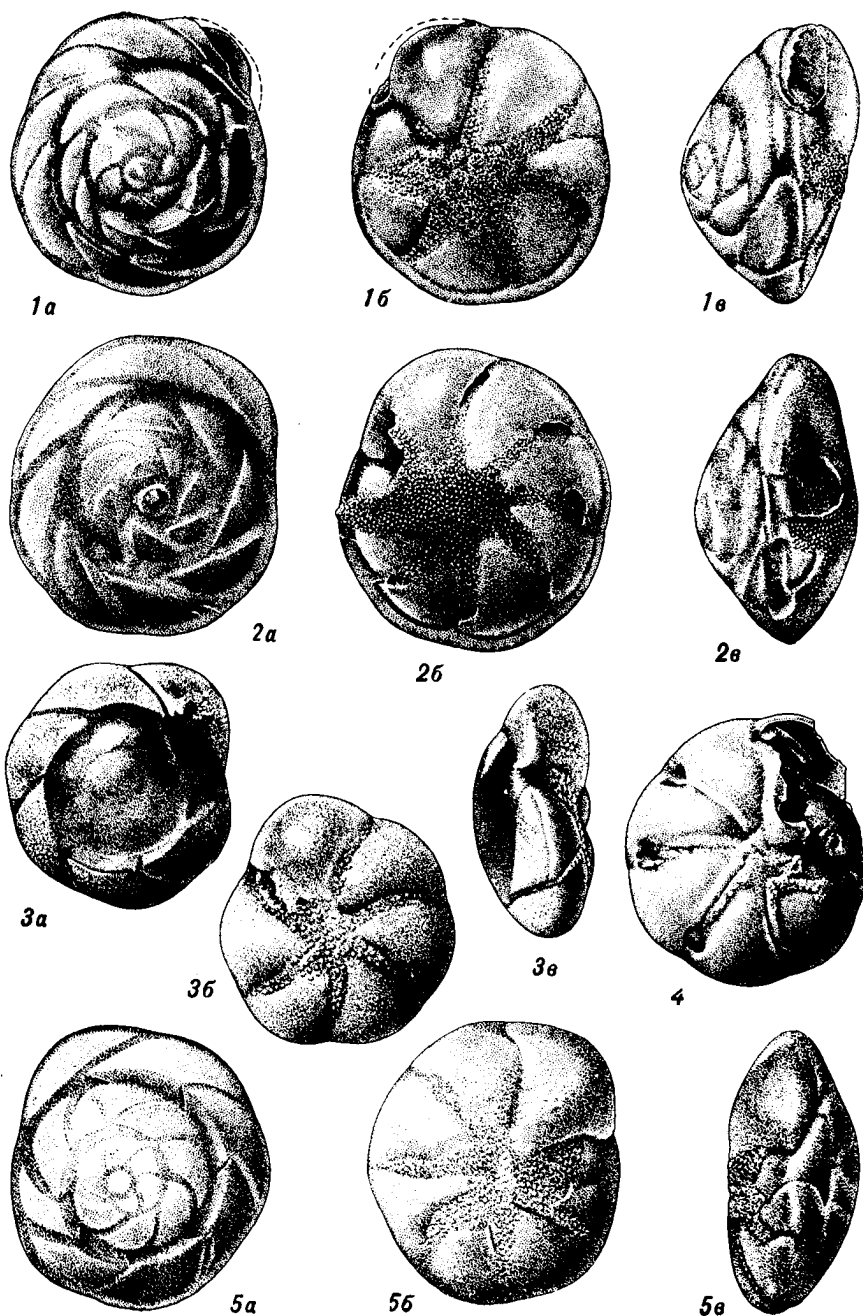


ТАБЛИЦА V

- Рис. 1a—с. *Buccella magna* Barbashevitch sp. n., × 102. Стр. 282.
Голотип. Сахалин, Тунгор, нутовская свита, плиоцен.
Рис. 2a—с. *Buccella delicata* Voloshinova sp. n., × 102. Стр. 279.
Оригинал. Сахалин, Паромай, нутовская свита, плиоцен.
Рис. 3a—с. *Buccella pulchella* Budasheva sp. n., × 102. Стр. 284.
Голотип. Сахалин, Паромай, нутовская свита, плиоцен.
Рис. 4a—с. *Buccella nitigataensis* (Husezima et Maruhasi), × 102.
Стр. 285.
Оригинал. Сахалин, Оссой, нутовская свита, плиоцен.

Таблица V

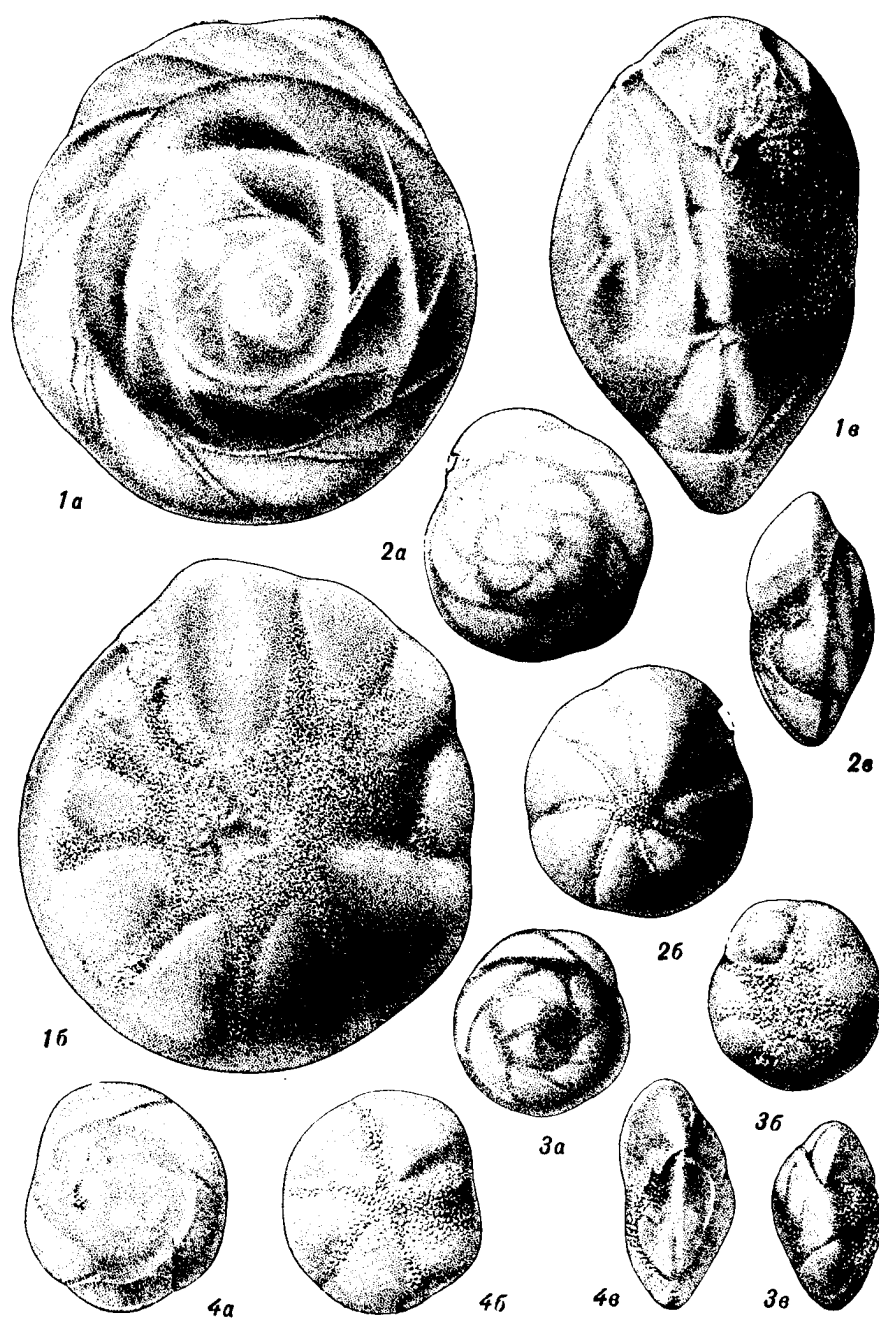


ТАБЛИЦА VI

- Рис. 1а—в, 2а—в. *Buccella frigida* (C u s h m a n), × 102. Стр. 286. Ори-
гиналы. Баренцево море, современные.
Рис. 3а—в, 4. *Buccella frigida* (C u s h m a n), × 102. Стр. 286.
Оригиналы. Камчатка, плиоцен (4 — вид с брюшной стороны,
видны дополнительные устья).
Рис. 5а—в, 6а—в. *Buccella frigida* (C u s h m a n), × 102. Стр. 286.
Оригиналы. Сахалин, Некрасовка, нутовская свита, плиоцен.

Таблица VI

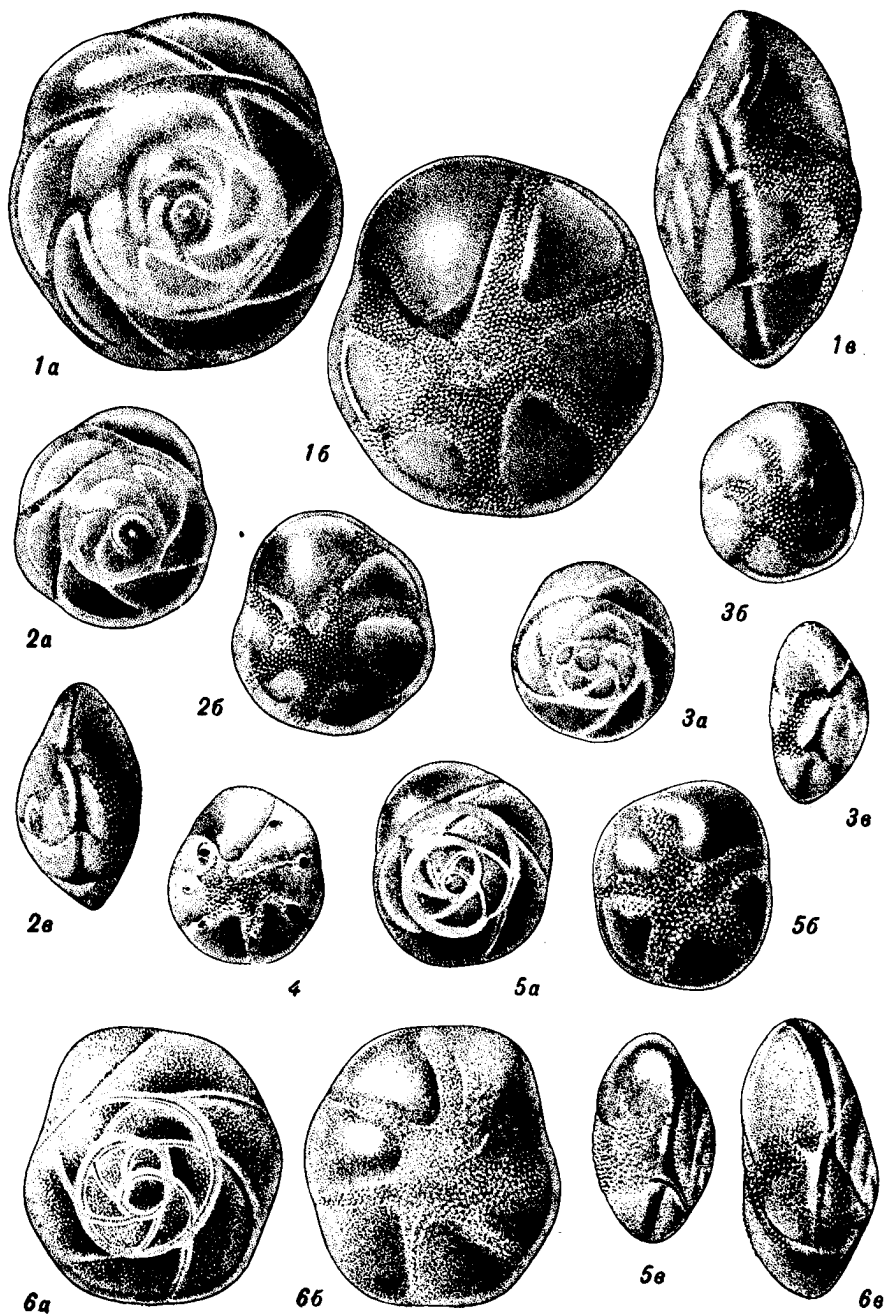


ТАБЛИЦА VII

- Рис. 1a—с. *Buccella inusitata* Andersen, $\times 102$. Стр. 289.
Оригинал, микросферическая особь. Баренцево море, к сев.
от мыса Желания.
- Рис. 2. 3. *Buccella inusitata* Andersen, $\times 102$. Стр. 289.
Септы одних из предпоследних камер (о. ф. — основной форамен; д. ф. — дополнительный форамен; к — канал, ведущий в пупочную область).
- Рис. 4, 5. *Buccella inusitata* Andersen, $\times 102$. Стр. 289.
Детали периферического края очень крупных раковин; 5 — дополнительные устья взрослой особи со слегка стертым зернистым слоем; 4 — сплошная щель вдоль периферического края, образовавшаяся в результате разрыва дополнительных устьев.

Таблица VII

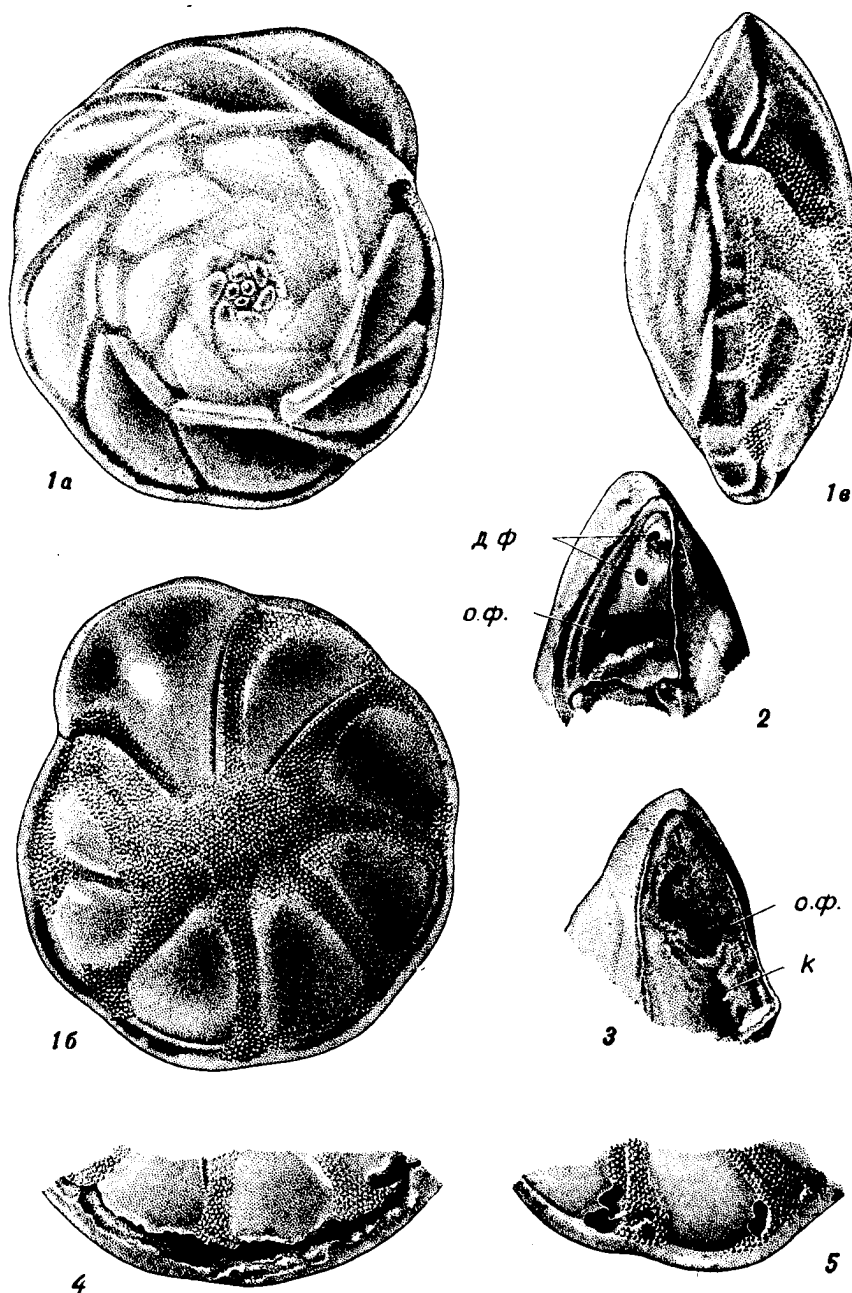
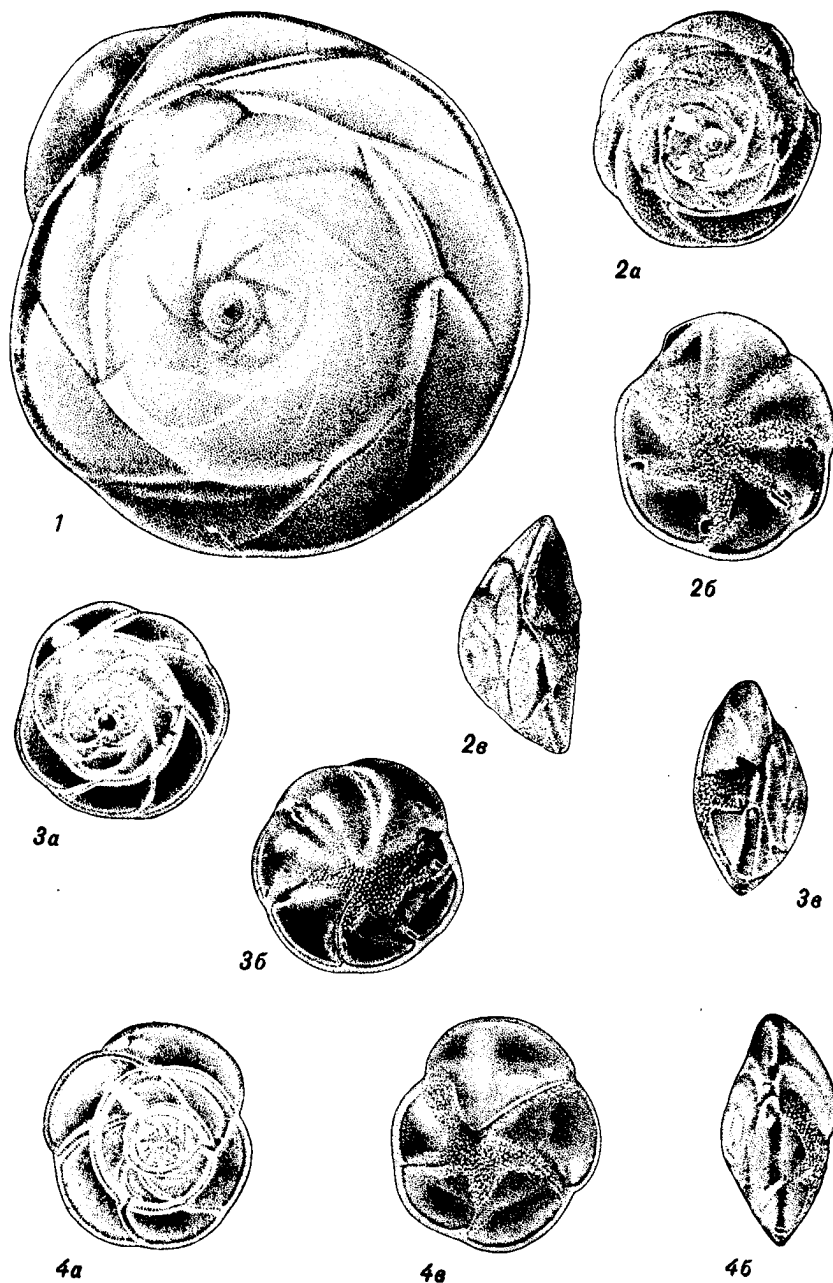


ТАБЛИЦА VIII

- Рис. 1. *Buccella inusitata* Andersen, $\times 102$. Стр. 289.
Оригинал, Баренцево море, современные (спинная сторона
мегалосферической особи).
- Рис. 2a—e; 3a—e; 4a—e. *Buccella hannai* (Phleger et Parker) subsp.
arctica Voloshinova subsp. n., $\times 102$. Стр. 288.
Баренцево море, современные. (2a—e — голотип; 3a—e и 4a—e —
оригиналы; 3 — мегалосферическая, 4 — микросферическая
особь).

Таблица VIII



1960 г.

Труды ВНИГРИ

Выпуск 153

Микрофауна СССР, сборник XI

Г. Э. Козлова

**РАДИОЛЯРИИ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО
МИОЦЕНА СЕВЕРНОГО САХАЛИНА**

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе излагаются итоги первого исследования радиолярий из отложений среднего и верхнего миоцена Северного Сахалина. В лаборатории микропалеонтологии объединения «Дальнефть» автором был просмотрен коллекционный материал по целому ряду районов северного Сахалина.

В результате проведенной работы установлено, что радиолярии встречаются в породах пильской свиты района Троптуна (средний миоцен), в породах свиты каскадной западного берега п-ова Шмидта (верхний миоцен) и в нижней части окобыкайской свиты Охинского района, Восточного Эхаби и Катангли (верхний миоцен).

Породы, в которых встречены радиолярии, во всех случаях несут следы окремнения. В районе Троптуна они найдены в темных окремненных глинистых сланцах, по западному берегу п-ова Шмидта — в окремненных алевролитовых крупнооскольчатых глинах. В районе Восточного Эхаби радиолярии приурочены к темно-серым, почти черным очень плотным слюдистым глинам или плотным глинистым песчаникам.

Несмотря на значительную плотность, породы эти хорошо поддаются дезинтеграции. Выделенные скелеты имеют довольно хорошую сохранность.

Следует упомянуть о несколько своеобразной методике исследования этих скелетов. В связи с микроскопическими размерами радиолярий и их чрезвычайно сложным внутренним строением, приходится рассматривать их при очень большом увеличении (до 600 и более раз). Для этого скелеты помещаются в иммерсионную жидкость и просматриваются в проходящем свете. Так как поры и внутренние полости скелетов почти всегда оказываются забитыми породой, необходимо изготовление двухсторонних шлифов исследуемых объектов. Такие шлифы, позволяющие точно изучить внутреннее строение радиолярий, а следовательно установить их родовые признаки, сделаны почти для всех особей, за исключением плоских дисков.

Почти вся встреченная фауна до сих пор не была изучена и оказалась весьма своеобразной и не похожей на ранее установленные комплексы из миоценовых отложений других районов.

Классификация радиолярий ведется по систематике Геккеля (Haeckel), опубликованной в его капитальном труде «Report on the scientific results of the voyage of HMS Challenger», 1887.

Наиболее полный и многочисленный комплекс радиолярий развит в породах пильской свиты. Здесь встречены следующие виды: *Cenellipsis torosa* sp. n., *Porodiscus intentatus* sp. n., *Spongodiscus bulla* sp. n., *S. gigas* Clark et Campbell, *S. serratus* sp. n., *S. tritus* sp. n., *Cenolarcus usitatus* sp. n., *Spiremaria fragosa* sp. n., *Cyrtocalpis* (?) *derosa* sp. n., *Lychnocanium laesum* sp. n. и др.

По количеству видов преобладают представители семейств: Spongodiscidae и Lithelidae. Однако следует заметить, что из всех особей, отнесенных к роду *Spongodiscus*, только один *S. tritus* sp. n. имеет типичное губчатое строение, т. е. состоит из беспорядочно переплетенных тонких кремневых «плетешков». Все же остальные особи, как позволяют думать предварительные распиловки, состоят из нескольких пористых пластинок, наложенных одна на другую и соединенных тончайшими вертикальными перемычками, т. е. по типу строения принадлежат к роду *Porodiscus* семейства Porodiscidae.

Анализируя исследуемую фауну, можно выделить два комплекса радиолярий: для среднего миоцена и для верхнего миоцена. Такие виды, как *Spongodiscus serratus* sp. n., *Cenolarcus usitatus* sp. n., встречаются только в породах пильской свиты. Для отложений верхнего миоцена характерны такие виды, как *Spiremaria fragosa* sp. n., *Spongodiscus conspectus* sp. n., *Amphibrachium* sp. Вообще же наблюдается большое сходство этих двух комплексов и большинство видов, наиболее развитых в количественном отношении, встречается во всех трех свитах. Такой примерно одинаковый видовой состав фауны вызван сходными условиями существования описываемой фауны.

Провести какое-либо более детальное расчленение миоценовых отложений Сахалина по радиоляриям на данной стадии изученности этой группы — невозможно.

Интересен тот факт, что наибольшее развитие получили скелеты более или менее массивные, мелкопористые, без радиальных апофиз. Массивный грубый скелет *Cromyodruppa vilis* sp. n. или очень распространенный на северном Сахалине *Cenellipsis torosa* sp. n. без всяких сомнений указывают на холодноводность бассейна, в котором они обитали. Удивительны также размеры скелетов: у большинства экземпляров они превышают 300 м, а у некоторых дисков достигают 500 м. Такие большие размеры,

по-видимому, также связаны с низкой температурой воды. *

В комплексе сахалинских радиолярий почти совершенно не развиты *Nassellaria*. Возможно, это связано с отсутствием вертикальных токов воды — и совершенно определенно — с небольшой глубиной бассейна.

В работе дается описание одного нового рода и 14 новых видов радиолярий (табл. 1). Выделенный автором новый род *Spi-*

Таблица 1

Распространение видов по свитам среднего и верхнего миоцена

Виды радиолярий	Средний миоцен	Верхний миоцен			
	Пильская свита	Каскадная свита	Окобыкайская свита		
			Оха	Эхаби	Катаг-гли
<i>Cenellipsis torosa</i> sp. n.	×	×		×	
<i>Cromyodruppa vilis</i> sp. n.	×				×
<i>Porodiscus intentatus</i> sp. n.			×	×	
<i>Spongodiscus bulla</i> sp. n.	×		×	×	
<i>Sp. conspectus</i> sp. n.	×	×			
<i>Sp. multicavus</i> sp. n.	×				
<i>Sp. serratus</i> sp. n.	×				
<i>Sp. enodatus</i> sp. n.	×		×		
<i>Sp. tritus</i> sp. n.	×			×	
<i>Cenolarcus usitatus</i> sp. n.	×				
<i>Spiremaria decens</i> sp. n.	×	×		×	
<i>S. fragosa</i> sp. n.					×
<i>Cyrtocalpis</i> (?) <i>derosa</i> sp. n.	×				
<i>Lychnocanium laesum</i> sp. n.	×	×			
<i>Spongodiscus gigas</i> Clark et Campbell	×		×	×	
<i>Cenodiscus</i> sp.			×	×	×
<i>Amphibrachium</i> sp.			×	×	×

× — присутствие вида.

* Во всех экологических выводах автор руководствуется результатами исследований Геккеля, изложенными в его труде «Report on the scientific results of the voyage H. M. S. Challenger», 1887.

remaria gen. n. отнесен к семейству Lithelidae условно, так как он обладает не всем комплексом признаков, отвечающим диагнозу данного семейства. В сущности, этот род занимает промежуточное положение между родами *Spiremaria* и *Coccolarcus* и с таким же успехом может быть отнесен к семейству Larcaridae.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Класс RADIOLARIA J. Muller, 1858

Отряд SPUMELLARIA Ehrenberg, 1875

Подотряд PRUNOIDEA Haeckel, 1883

Семейство ELLIPSIDAE Haeckel, 1882

Cenellipsis torosa Kozlova, sp. n.

Табл. III, рис. 3а, б

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, В. Эхаби, скв. 277, гл. 1654 м.

О п и с а н и е. Эллипсоидальная, почти сферическая форма с очень толстой стенкой, составляющей $\frac{1}{5}$ величины большего диаметра. Крупные поры имеют круглую или овальную форму и расположены в шахматном порядке по 11—12 пор в направлении большего диаметра и по 9—10 пор в направлении меньшего. Перегородки между порами составляют величину, большую половины диаметра пор. Поверхность раковины слегка волнистая.

Р а з м е р ы: больший диаметр 286 м, меньший диаметр 234 м, диаметр пор 18—21 м, перегородки между порами 10—15 м, толщина стенки 46,8 м.

Данный вид отличается от всех описанных чрезвычайной толщиной стенки.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Восточное Эхаби, низы окобынской свиты; Троптун, пильская свита.

Семейство DRUPPULIDAE Haeckel, 1882

Cromyodruppa vilis sp. n.

Табл. IV, рис. 1

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Троптун, скв. 9-с, гл. 60—66 м.

О п и с а н и е. Скелет эллипсоидальный, составлен из восьми или более концентрических толстых оболочек, соединяющихся толстыми радиальными перемычками. Концентрические оболочки имеют форму, близкую к шарообразной; последние 2—3 оболочки не охватывают всю более раннюю часть раковины це-

ликом, а развиты только на полюсах. Наружная оболочка имеет поры неправильной округлой формы; размеры пор неодинаковые, закономерности в размещении пор нет. Раковина не вытянутая, отношение большего диаметра к меньшему равно 7 : 6.

Р а з м е р ы: диаметр больший 279 μ , меньший 234 μ , диаметр пор 5—10—13 μ , высота оболочек, начиная с наружной, 26 μ ; 26 μ ; 20,8 μ ; 18,2 μ ; 13 μ (самые ранние оболочки не различимы).

От всех описанных видов *C. vilis* отличается большей толщиной оболочек и формой скелета, близкой к шарообразной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита; В. Эхаби, низы окобыкайской свиты.

Подотряд DISCOIDEA H a e s k e l, 1862

Семейство PORODISCIDAE H a e s k e l, 1881

Porodiscus intentatus sp. n.

Табл. I, рис. 2a, б

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, В. Эхаби, скв. 288, гл. 2096—2100 м.

О п и с а н и е. Двояковыпуклый линзовидный пористый скелет. В шлифе видно, что внутри он состоит из нескольких рядов, не совсем правильных концентрических камерных колец, в центральной части очень плотно расположенных. Верхняя оболочка тонкая, имеет округлые, очень часто и беспорядочно расположенные поры; перегородки между порами тончайшие. На некоторых экземплярах просвечивают тонкие радиальные лучики, идущие от края к центру. Поверхность раковины шероховатая.

Р а з м е р ы: диаметр раковины 195—308 μ , диаметр пор 5—8—10 μ , ширина перегородок между порами 2 μ . Чаще встречаются крупные экземпляры.

Ближайших видов в литературе не найдено.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита; В. Эхаби, окобыкайская свита.

Семейство SPONGODISCIDAE H a e s k e l, 1862

Spongodiscus multicavus sp. n.

Табл. I, рис. 1.

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Богачевка-Тюгивская, обн. 17, обр. 913.

О п и с а н и е. Небольшой плоский дискоидальный скелет без концентрических колец, поры угловатые, одинаковой вели-

чины, расположены в шахматном порядке; перегородки между порами тоже всегда одинаковой ширины, в 3 раза уже диаметра пор.

Р а з м е р ы: диаметр 312 μ , диаметр пор 5—8 μ , ширина перегородки 2 μ .

От других видов отличается правильным расположением пор и одинаковым размером пор по всему скелету.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Сахалин, Богачевка-Тюгивская.

Spongodiscus conspectus sp. n.

Табл. II, рис. 1a—e

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, п-ов Шмидта, обн. 69, обр. 1.

О п и с а н и е. Крупный губчатый диск своеобразной формы: в центральной части широкое углубление, которое окаймляется невысоким гребешком; к периферическому краю раковина утоньшается. Поры мелкие и редкие, круглые, в самом центре немного мельче, чем на всей остальной поверхности. Многочисленные радиальные лучики по краю раковины видны только в том случае, если раковину смочить водой.

Р а з м е р ы: диаметр диска до 520 μ , диаметр пор 4—5 μ , ширина перегородок между порами 6—6,5 μ . Встречаются толстые и тонкие экземпляры.

От всех описанных видов *S. conspectus* отличается внешней формой диска.

Р а с п р о с т р а н е н и е: Тропун, пильская свита.

Spongodiscus bulla sp. n.

Табл. II, рис. 2a—e

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Тропун, скв. 9-с, гл. 60—66 м.

О п и с а н и е. Круглая, иногда овальная дискоидальная форма имеет в центре очень выпуклую, почти сферическую центральную часть, окруженную более тонкой кольцевой частью. К периферическому краю раковина также утолщается. Губчатая плетенка не очень плотная, поры (петли) круглые, почти все одинакового размера, за исключением пор центральной выпуклой части. Диаметр пор в два раза больше толщины образующих их плетиков. В центральной части поры значительно мельче и расположены гуще. Край раковины почти на всех экземплярах обломан. Толщина диска значительно колеблется: встречаются очень тонкие экземпляры, плетенка у которых имеет 2—3 слоя, но чаще наблюдаются экземпляры более толстые.

Р а з м е р ы: диаметр диска 260—325 μ , диаметр выпуклой центральной части 78—90 μ , диаметр пор центральной части 2—3 μ , на всем остальном диске 8—12 μ .

Очень близок к нашей форме *S. communis* Clark et Campbell (Clark, B. L. and Campbell, A. S. Eocene radiolarian faunas from the Mt. Diablo Area, California, 1942, стр. 47, табл. III).

У нашей формы отсутствуют концентрические кольца в центральной части, кроме того, поры имеют округлую, а не шестиугольную форму.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита; В. Эхаби и Охинский район, окобыкайская свита.

Spongodiscus gigas Clark et Campbell

Табл. III, рис. 2а, б

1944. *Spongodiscus gigas* Clark and Campbell. Miocene radiolarian faunas from southern California, стр. 27, табл. 4.

Оригинал хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, В. Эхаби, скв. 33, гл. 1781—1786 м.

Найденная форма полностью отвечает виду, описанному Кларком и Кэмпбеллом из миоцена Калифорнии. Встречаются экземпляры более толстые, чем калифорнийские.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита; В. Эхаби окобыкайская свита; п-ов Шмидта, каскадная свита.

Spongodiscus serratus sp. n.

Табл. III, рис. 1

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Тропун, скв. 6-с, гл. 59—62 м.

О п и с а н и е. Губчатый овальный или круглый диск с плоскими поверхностями. Плетенка неплотная и не многослойная, в центре видны отчетливые круглые мелкие поры, которые к краю постепенно увеличиваются. От других видов этого рода отличается тем, что имеет по периферическому краю небольшие, широкие у основания и короткие шипики, лежащие не в одной плоскости. Центральная часть не выпуклая.

Р а з м е р ы: диск $300 \times 272 \mu$, диаметр пор на всем диске 8—13 μ , в центре 3 μ , высота зубчиков 20—26 μ .

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита.

Spongodiscus enodatus sp. n.

Табл. I, рис. 4а, б

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Тропун, скв. 6-с, гл. 55—56 м.

Описание. Скелет крупный, двояковыпуклый с очень сильно вздутой центральной частью: к периферическому краю диск уплощается и становится тонким. Поры на поверхности мелкие, округлые, в самом центре диска виден участок с более мелкими, густо расположенными порами.

Размеры: диаметр диска 390—455 μ ; диаметр пор на всем диске 8—10 μ , в центре диска 5—6 μ .

Наиболее близок к описываемому виду *Spongodiscus javus* Ehrenberg (Ehrenberg. Monatsb. d. k. preuss Akad. d. Wiss. Berlin, 1861, стр. 301). *Sp. enodatus* sp. n. отличается характером периферического края и вдвое большими размерами скелета.

Распространение. Тропун, пильская свита; Оха, окобыкайская свита.

Spongodiscus tritus sp. n.

Табл. I, рис. 3

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Тропун, скв. 9-а, гл. 57—60 м.

Описание. Овальный или круглый губчатый диск, не толстый, плоский или слегка вогнутый. Губчатая плетенка совершенно неправильная, поры в центре чуть меньше по размеру, к периферическому краю постепенно увеличиваются; поры неправильной угловатой формы; плетешки, образующие поры, тончайшие.

Размеры: диаметр диска 250 μ , диаметр пор 6—8 μ , толщина плетешков 2 μ .

Распространение. Тропун, пильская свита.

Подотряд LARCOIDEA Haesckel, 1883

Семейство LARCARIDAE Haesckel, 1883

Cenolarcus usitatus sp. n.

Табл. IV, рис. 2

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Тропун, скв. 9-с, гл. 60—66 м.

Описание. Очень тонкая эллипсоидальная форма, слегка сплюснутая, так что 3 диаметра относятся как 19 : 17 : 14. Поверхность не гладкая, волнистая; поры крупные, круглые, расположены в не совсем правильном шахматном порядке, неодинаковые по размеру; перегородки между порами в 2—3 раза уже диаметра пор. Количество пор по длинной оси 15—16.

Р а з м е р ы: диаметры эллипсоида $247 \times 221 \times 182 \mu$, диаметр пор $10-17 \mu$, перегородки между порами 5μ , толщина стенки $6-8 \mu$.

Cenolarcus usitatus sp. n. по форме скелета и размеру пор напоминает *C. primordialis* Haesckel из Тихого океана (Haesckel, 1887, Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873—1876, стр. 607, табл. 50), но отличается от последнего соотношением осей, отсутствием шестиугольных обрамлений вокруг пор и вдвое большими размерами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита.

Семейство LITHELIDAE Haesckel, 1862

Род SPIREMARIA gen. n.

Генотип: *Spiremaria decens* n. sp., Сахалин, Тропун, скв. 9-с, гл. 57—60 м.

Представитель Larcoidae с симметричным скелетом, состоящим из нескольких незамкнутых концентрических чередующихся оболочек, ориентированных вдоль главной оси. Срединная раковина простая, сферическая или эллипсоидальная. Радиальных апофиз нет.

Характерной особенностью этого рода является то, что при повороте раковины вокруг главной оси строение оболочек кажется то концентрическим, то спирально-закрученным.

Данный род отнесен к сем. Lithelidae условно.

Spiremaria decens sp. n.

Табл. IV, рис. 3

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть», Сахалин, Тропун, скв. 9-с, гл. 57—60 м.

О п и с а н и е. Скелет в виде слегка вытянутого трехосного эллипсоида, оси относятся по длине как $9 : 7 : 6$. Простая сферическая срединная раковина обволакивается пятью или шестью тонкими изящными оболочками, отстоящими на одинаковом расстоянии друг от друга. Оболочки соединяются при помощи многочисленных очень тонких радиальных перекладин, выступающих на наружной оболочке в виде тоненьких острых шпиков, так что поверхность скелета выглядит шероховатой; поры наружной оболочки круглые, одинаковой величины, частые.

Р а з м е р ы: диаметр наибольший 260μ , диаметр средний 221μ , диаметр наименьший 195μ , диаметр срединной раковины 13μ , расстояние между оболочками (начиная с наружной) $20,8 \mu$; $20,8 \mu$; $20,8 \mu$; $18,2 \mu$; $15,6 \mu$; диаметр пор $8-13 \mu$; перегородки между порами $3-5 \mu$.

Распространение: Тропун, пильская свита; п-ов Шмидта, каскадная свита; В. Эхаби, Оха — окобыкайская свита. Вид часто встречается.

Spiremaria fragosa sp. n.

Табл. IV, рис. 4a—e

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Катангли, скв. 76/16, гл. 123—128 м.

Описание. Скелет, близкий к сферическому, оси его относятся по длине как 11 : 10 : 9; простая эллипсоидальная (?) срединная раковина обволакивается приблизительно пятью толстыми незамкнутыми концентрическими оболочками. Оболочки соединяются довольно толстыми и частыми радиальными перемычками; расстояние между оболочками увеличивается от центра к краю. Верхняя оболочка грубая, шероховатая, даже слегка бугристая, поры круглые и овальные, разной величины и неправильно расположены.

Размеры: диаметр наибольший 286 м, диаметр средний 260 м, диаметр наименьший 234 м; расстояние между оболочками (начиная с наружной) 31,2 м; 31,2 м; 20,8 м; 15,6 м; 10,4 м; диаметр пор верхней оболочки 8—21 м.

Отличается от *Spiremaria decens* sp. n. своей формой, приближающейся к сферической, и более грубым строением оболочек.

Распространение. Катангли, окобыкайская свита.

Отряд NASSELLARIA Ehrenberg, 1875

Семейство CYRTOIDEA Haesckel, 1862

Cyrtocalpis (?) *derosa* sp. n.

Табл. III, рис. 4a, б

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин. Тропун, скв. 6-с, гл. 59—62 м.

Описание. Ажурная форма в виде эллипсоида, вытянутого по горизонтальной оси. Стенка довольно толстая. Поры круглые и овальные, разной величины, глубокие, перегородки между ними очень тонкие и заканчиваются зубчиками, так что поверхность скелета кажется шиповатой. Расположены поры в неправильном шахматном порядке. Устье овальной формы, гладкое, наблюдается всего лишь 2 небольших неопределенных шипика. Вокруг устья расположен ряд самых мелких и самых редких пор. С боков на скелете 2 коротеньких несимметричных шипика: один более длинный, изогнутый, другой в виде зубчика. Верхняя часть скелета обломана.

Р а з м е р ы: высота скелета 169 μ , ширина 195 μ , диаметр пор 8—10—18 μ , ширина устья 83 \times 62 μ .

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита.

Семейство TRIPOCYRTIDAE Haesckel, 1887

Lychnocanium laesum sp. n.

Табл. III, рис. 5

Голотип хранится в коллекции ЦНИЛа объединения «Дальнефть». Сахалин, Тропун, скв. 6-с, гл. 61—55 м.

О п и с а н и е. Очень маленькая ажурная форма. Первая камера сферическая, мелкая, ее верхушка, оканчивающаяся шипом, обычно обломана. Пор на этой камере не видно, стенка тончайшая. Вторая камера в виде купола, высота которого в 3 раза больше высоты 1-й камеры. Пory круглые, глубокие, расположены в шахматном порядке, 12—13 пор на половине диаметра. Поверхность скелета шероховатая. Устье круглое, широкое, с тремя массивными трехгранными шипами.

Р а з м е р ы: высота 1-й камеры 32 μ , 2-й — 130 μ , ширина 1-й камеры 32 μ , 2-й — 143 μ , диаметр пор 6—8 μ , ширина шипа 26 μ .

Наиболее близок к описываемому виду *L. grande* Campbell et Clark (Clark and Campbell, Miocene radiolarian faunas from Southern California, 1944, стр. 42, табл. 6). Наш вид отличается меньшей шириной 2-й камеры и меньшими размерами пор на этой камере. У *L. laesus* sp. n. отсутствует пористая пластинка вокруг устья и поверхность скелета шероховатая, у *L. grande* она в основном гладкая.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Тропун, пильская свита.

ТАБЛИЦА I

- Рис. 1. *Spongodiscus multicavus* sp. n., $\times 200$. Стр. 313.
Сахалин, Богачевка-Тюгивская, обн. 17, обр. 913.
- Рис. 2а, б. *Porodiscus intentatus* sp. n., $\times 200$. Стр. 313.
На рис. 2а изображено поперечное сечение. Сахалин, В. Эхаби.
окобыкская свита, в. миоцен.
- Рис. 3. *Spongodiscus tritus* sp. n.; $\times 200$. Стр. 316.
Сахалин, Тропун, пильская свита, средний миоцен.
- Рис. 4а, б. *Spongodiscus enodatus* sp. n., $\times 200$. Стр. 315.
Сахалин, Тропун, пильская свита, средний миоцен.

Таблица 1

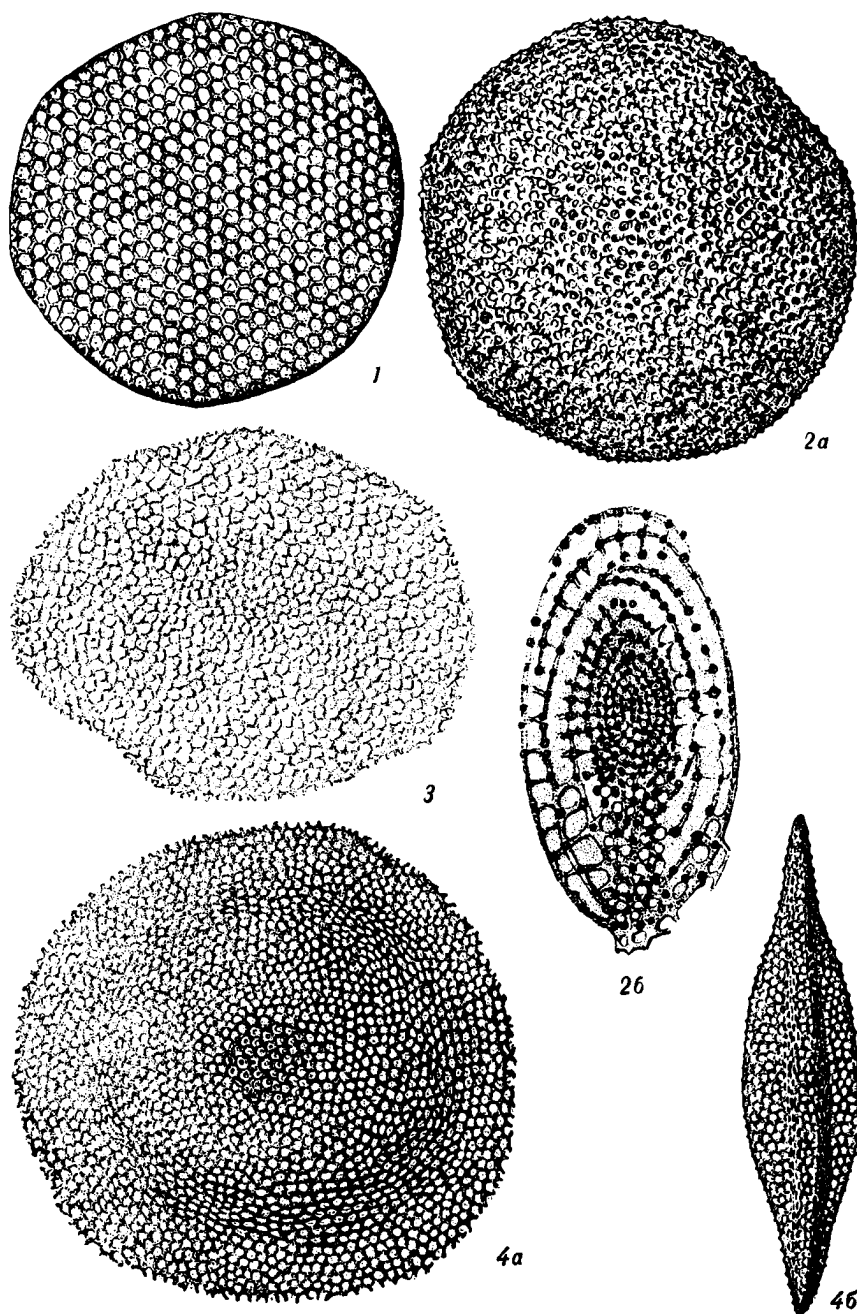
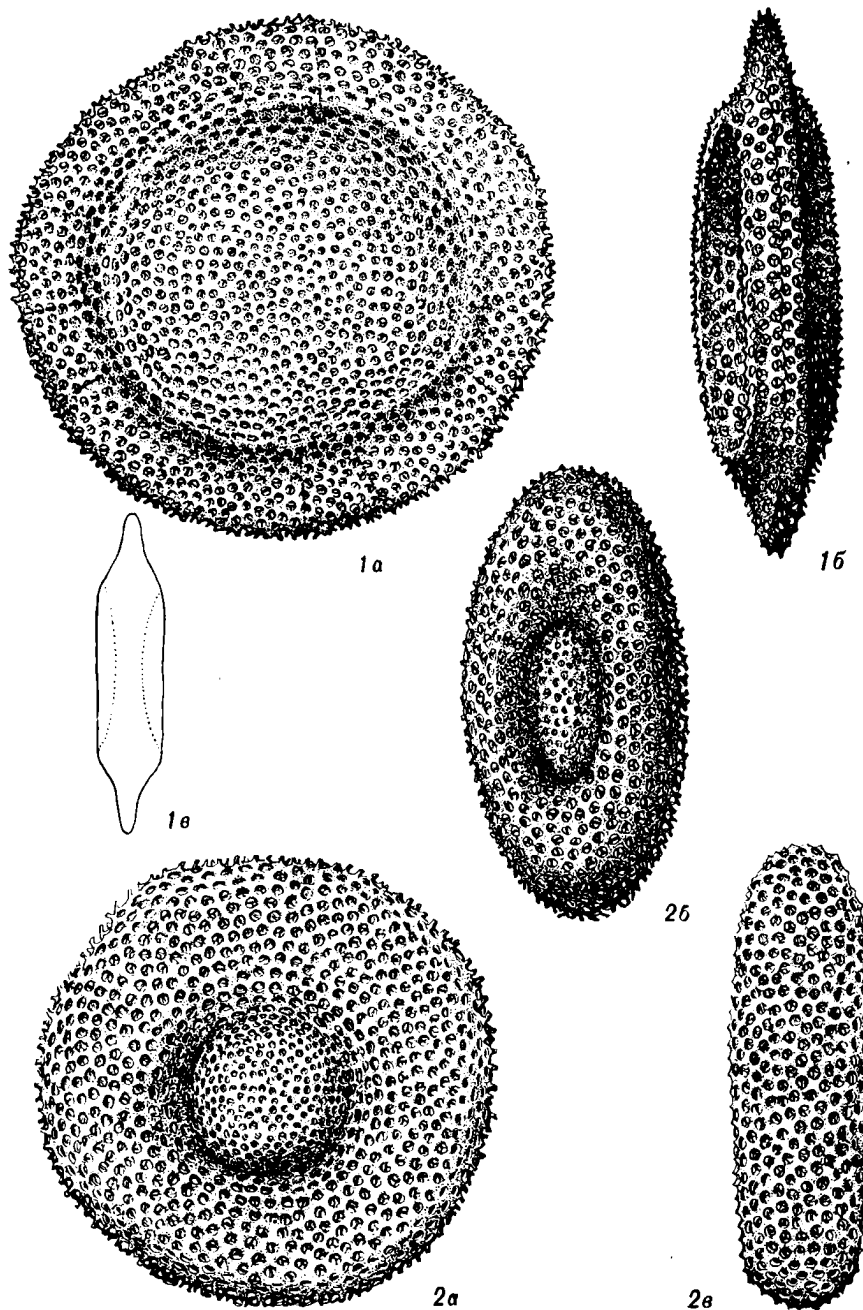


ТАБЛИЦА II

- Рис. 1a—в. *Spongodiscus conspectus* sp. n., × 200. Стр. 314.
На рис. 1a изображен слегка развернутый вид (полупрофиль).
Сахалин, п-ов Шмидта, каскадная свита, верхний миоцен.
- Рис. 2a—в. *Spongodiscus bulla* sp. n., × 200. Стр. 314.
Сахалин, Троптуп, пильская свита, средний миоцен.

Таблица II



21 Зарваз 1889.

ТАБЛИЦА III

- Рис. 1. *Spongodiscus serratus* sp. n. Стр. 315.
Сахалин, Тропун, скв. 6-с, гл. 59—62 м; пильская свита, средний миоцен.
- Рис. 2а, б. *Spongodiscus gigas* Clark et Campbell, × 200. Стр. 315.
Сахалин, В. Эхаби, скв. 33, гл. 1781—1786 м, окобыкайская свита, верхний миоцен.
- Рис. 3а, б. *Cenellipsis torosa* sp. n., × 200. Стр. 312.
На рис. 3а изображено двухстороннее сечение. Сахалин, В. Эхаби, окобыкайская свита, верхний миоцен.
- Рис. 4а, б. *Cyrtocalpis* (?) *derosa* sp. n., × 200. Стр. 318.
На фиг. 4а изображен вид со стороны устья. Сахалин. Тропун, пильская свита, средний миоцен.
- Рис. 5. *Lychnocanium laesum* sp. n., × 200. Стр. 319.
Сахалин, Тропун, скв. 6-с, гл. 51—55 м, пильская свита, средний миоцен.

Таблица III

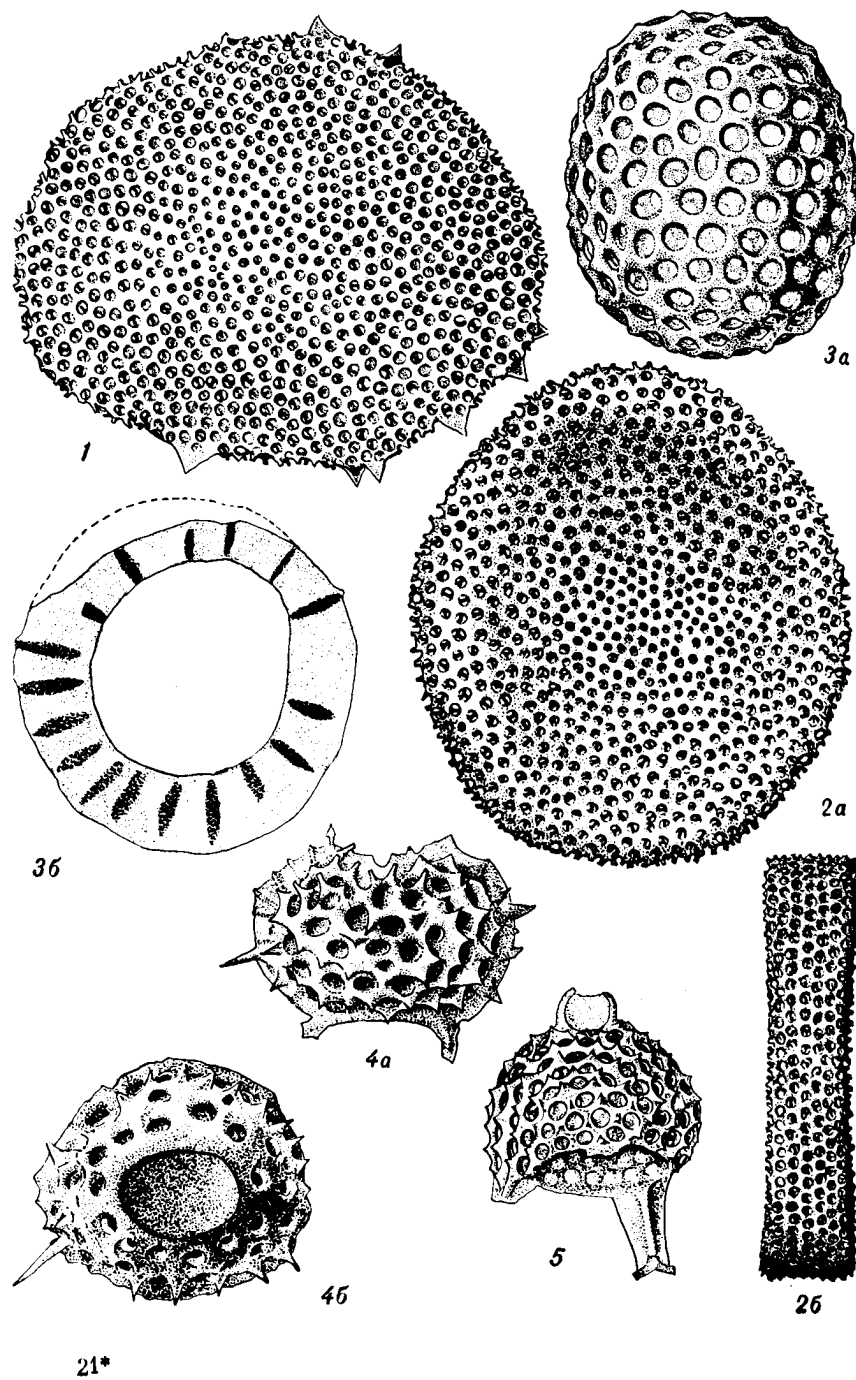
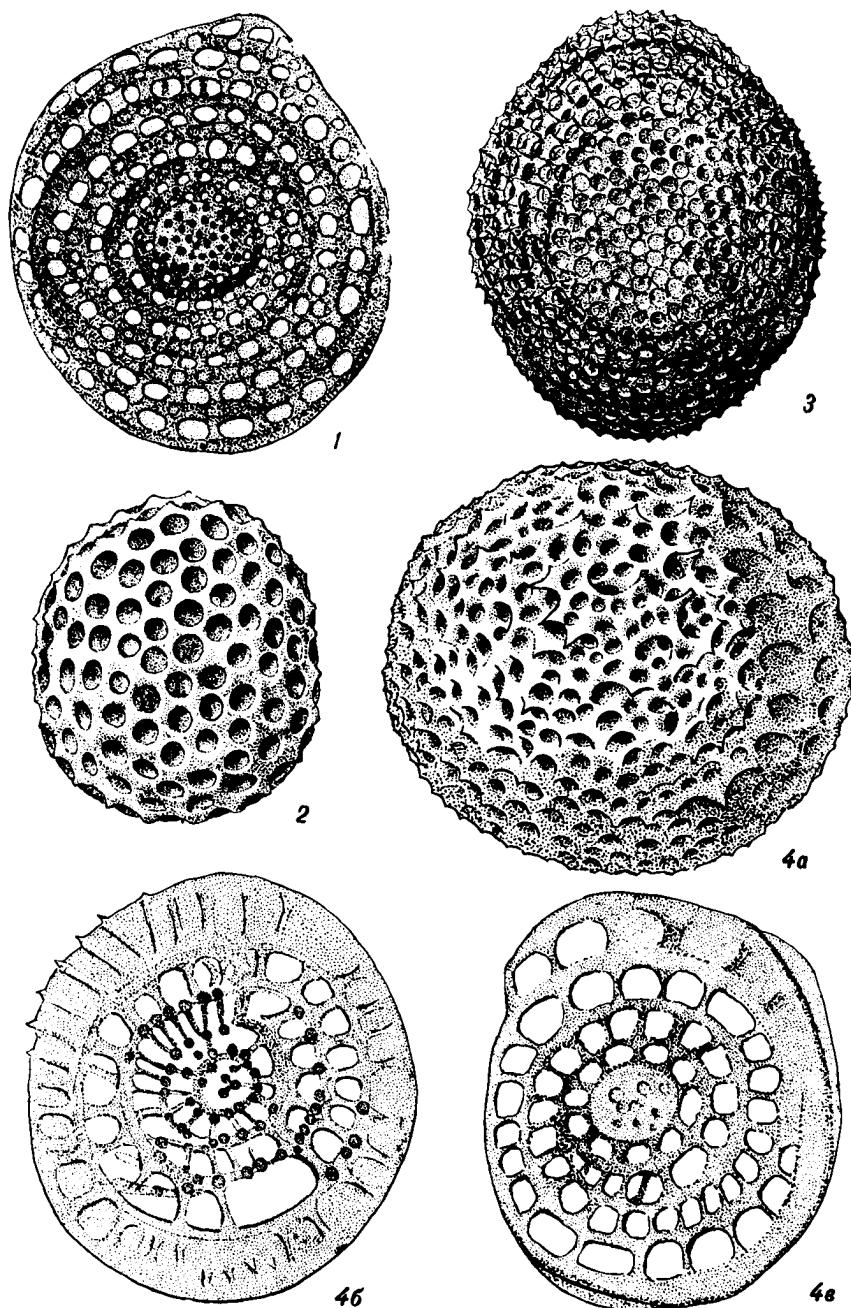


ТАБЛИЦА IV

- Рис. 1. *Cromyodruppa vilis* sp. n., $\times 200$. Стр. 312.
Сахалин, Тропун, пильская свита, средний миоцен.
- Рис. 2. *Cenolarcus usitatus* sp. n., $\times 200$. Стр. 316.
Сахалин, Тропун, скв. 9-с, гл. 57—60 м, пильская свита,
средний миоцен.
- Рис. 3. *Spiremaria decens* sp. n. Стр. 317.
Сахалин, Тропун, скв. 9-с, гл. 57—60 м, пильская свита,
средний миоцен.
- Рис. 4a—в. *Spiremaria fragosa* sp. n. Стр. 318.
На рис. 4a и 4б изображены поперечные сечения. Сахалин.
Катагли, окобыкайская свита, верхний миоцен.

Таблица IV



Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

1960 г.

Труды ВНИГРИ

Выпуск 153

Микрофауна СССР, сборник XI

В. В. Кривоборский

**СТЕРЕОСКОПИЧЕСКОЕ
МИКРОФОТОГРАФИРОВАНИЕ
ФОРАМИНИФЕР**

Введение

Употребление палеонтологами-микрофаунистами в своих работах в качестве иллюстраций хорошо и правильно выполненных стереоскопических снимков (стереопар) раковин микрофауны способствует формированию у читателей, пользующихся этими работами, более полного представления о предлагаемой вниманию ископаемой микрофауне. Особенно ценны такие иллюстрации в условиях, когда нет возможности изучать непосредственно сам описываемый оригинал, что не является редким в практике работы палеонтолога.

Стереоскопические снимки при правильном их рассматривании дают представление объемности, пространственности изображаемого предмета и, таким образом, позволяют изучать предмет в трех его измерениях.

В микрофотографии существует несколько принципиально различающихся способов получения стереоснимков. Наиболее распространенным является способ горизонтального смещения препарата на предметном столике микроскопа. Объект съемки помещается на край поля зрения микроскопа, производится снимок, затем объект съемки смещается на другой край поля зрения и производится второй снимок. Полученные два снимка несколько различные друг от друга и будут представлять собой стереопару. Как на пример наиболее удачного применения этого способа при фотографировании фораминифер можно указать на работу Джоржа Фурньера (George Fournier), в течение ряда лет занимающегося фотографированием микрофауны [5]. В Германии этот же принцип получения стереопар использует Эрих Трибель (Erich Triebel) [4].

На этом же принципе основан и способ горизонтального смещения объектива. Отечественной промышленностью выпускаются специальные фотоприборы, снабженные подобным устройством для смещения объектива, например прибор ФМН-2 для макро- и микросъемки.

Способ смещения объекта съемки или смещения объектива страдает, однако, существенным недостатком, который заключается в том, что объект в момент съемки располагается на краях поля зрения (при первой экспозиции, например, в крайнем левом положении, при второй — в правом). Наибольшая же величина разрешающей силы объектива, как известно, в центре, там, где меньше сказываются оптические aberrации. Таким образом, при помещении объекта съемки на край поля зрения при фотографировании, как бы сознательно не используется и без того малая максимальная величина разрешающей силы оптической системы.

Избежать указанный недостаток можно, применив другой способ стереофотографирования, например, отклоняя тубус микроскопа вместе с укрепленной на нем фотокамерой влево и вправо от вертикального положения. При этом предметный

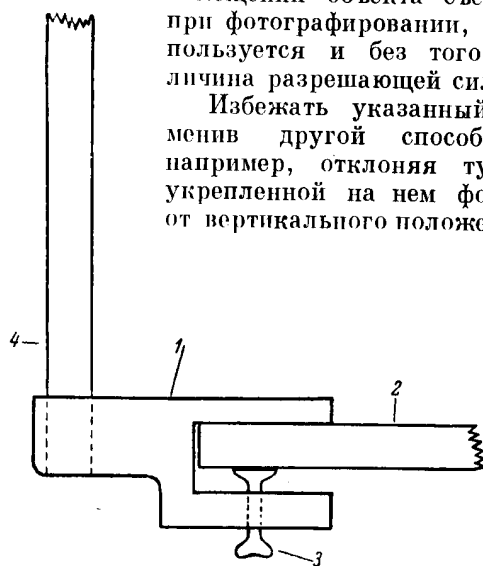


Рис. 1. Схема крепления кронштейна:

1 — кронштейн; 2 — лимб столика Федорова; 3 — зажимной винт; 4 — стойка осветителя.

столлик с находящимся на нем объектом съемки должен оставаться неподвижным, а оптическая ось системы должна при любых положениях тубуса проходить строго через центр предметного столика. К сожалению, этот способ представляет пока лишь теоретический интерес, так как микроскопов с отклоняющимся в сторону тубусом не существует.

Предлагаемый читателю способ, примененный в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, позволяет оставлять раковину в процессе стереосъемки все время в центре поля зрения микроскопа и тем самым полностью использовать разрешающую силу оптической системы. Сущность этого способа проста. Тубус микроскопа вместе с укрепленной на нем фотокамерой остается неподвижным в процессе съемки. Наклоняется сам объект съемки вместе с предметным столиком, оставаясь в то же время в центре поля зрения микроскопа. Для того чтобы при этом не менялась ориентировка освещения относительно объекта съемки, осветители (два или три по потребности) укрепляются на предметном столике и, следовательно, вместе с наклоном последнего также меняют свое положение.

Для крепления осветителей на предметном столике необходимо иметь три металлических кронштейна, которые нетрудно изготовить в механической мастерской. Кронштейн на одном конце имеет зажимной винт для крепления на краю предметного столика и на другом конце гнездо с резьбой для ввинчивания стойки осветителя.

На рис. 1 дана схема кронштейна (с ввернутой в него стойкой осветителя), укрепленного на краю предметного столика. Осветители следует применять малогабаритные, типа ОИ-7 и ОИ-9.

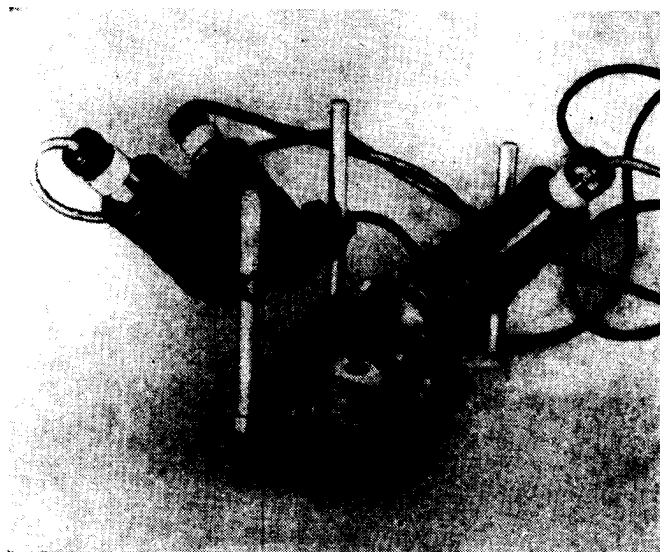


Рис. 2. Столик Федорова с укрепленными осветителями.

В качестве предметного наклонного столика нами использован универсальный пятиосный столик Федорова модели «ФС», с которого предварительно сняты отсчетные дужки Райта, так как они мешают укреплению кронштейнов на внешнем лимбе столика.

В том случае, когда применяются три осветителя, кронштейны укрепляются на лимбе таким образом, чтобы осветители находились приблизительно на равном расстоянии друг от друга.

На рис. 2 показан столик Федорова, подготовленный к стереосъемке. Столик Федорова вместе с осветителями укрепляется на предметном столике микроскопа с помощью двух винтов. Микроскопы следует выбирать такие, которые рассчитаны

на применение пятисносного столика Федорова. К таким микроскопам относятся минералогические микроскопы МП-2, МП-3 или минераграфический микроскоп МП-5.

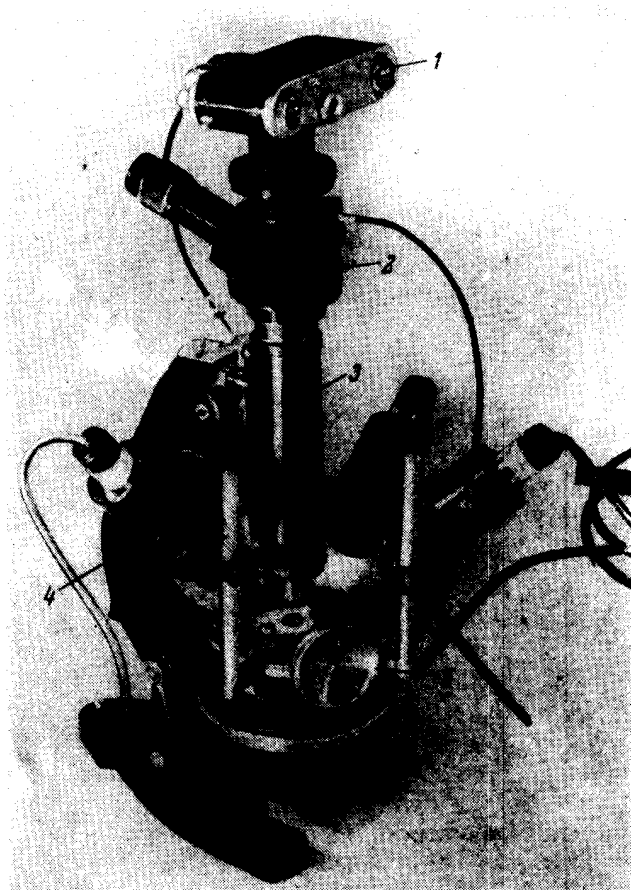


Рис. 3. Установка для стереомикрофотографирования:
1 — микрофотокамера; 2 — микрофотонасадка; 3 — тубус микроскопа;
4 — тубусодержатель микроскопа; 5 — отсчетный барабан оси JJ.

Нами использовался для целей стереосъемки рудно-минералогический поляризационный микроскоп модели МП-5, выпускаемый опытным оптико-механическим заводом треста «Русские самоцветы», а также микрофотонасадка МФН-1, и микрофотокамера МФК-3.

На рис. 3 показана установка для стереомикрофотографирования в собранном виде (опак-иллюминатор за ненадобностью снят).

Столик Федорова с осветителями устанавливается на предметный столик микроскопа таким образом, чтобы отсчетный барабан оси «JJ» столика Федорова находился строго напротив тубусодержателя микроскопа (рис. 3).

ПОРЯДОК СЪЕМКИ СТЕРЕОПАР

Съемка стереопар производится в следующей последовательности:

1. Чистое предметное стекло с укрепленной на нем раковиной помещается на плоскую сторону стеклянной полусферы столика Федорова так, чтобы раковина была в центре поля зрения микроскопа. Капля воды, помещенная между стеклянной полусферой и предметным стеклом, создаст достаточное сцепление, препятствующее соскальзыванию предметного стекла при наклонах столика.

2. Устанавливается наиболее благоприятное для данной формы освещение. Для выполнения этой задачи осветители ориентируют поочередно, меняя направление пучка света относительно раковины, перемещением осветителя по стойке и изменением угла его наклона. Одновременно производится наводка на резкость. (При установке освещения для придания раковине выгодной пространственной ориентировки могут быть использованы все оси вращения столика Федорова, кроме оси «JJ»).

3. Съемка объекта в двух положениях производится следующим образом. Снимаемая раковина, оставаясь в центре поля зрения, наклоняется вместе с лимбом и осветителями вначале в одну сторону, например влево, после этого производится снимок. Затем на такой же угол лимб наклоняется вправо от нулевого положения (горизонтального) и снимается второй кадр (рис. 4). (После каждого наклона следует проверять наводку на резкость.)

Наклоны осуществляются вокруг оси «JJ» столика Федорова. Углы наклона отсчитываются по отсчетному барабану оси «JJ» и записываются. Назовем углом наклона α угол, составленный двумя последовательными положениями лимба столика Федорова, зафиксированными в момент съемки стереопар (рис. 4).

Величина угла наклона различна для разных объектов и целиком зависит от их формы и размеров. Чем толще (объемнее, выше) раковина, тем меньше угол наклона и, наоборот, для раковин плоских требуется больший угол наклона. Следует помнить, что чрезмерно большие углы наклона приводят к искажению формы раковины при стереоскопическом рассматривании стереопар и к полному исчезновению стереоэффекта, слишком малые

углы не дают достаточного представления объемности предмета. Правильное определение нужного, оптимального угла наклона достигается практикой. В начале производства стереофотографических работ следует снимать формы под разными углами, фиксируя и записывая величину углов по отсчетному барабану. Затем отпечатанные снимки стереоскопически рассматриваются по парам и выбирается стереопара, наиболее правдоподобно

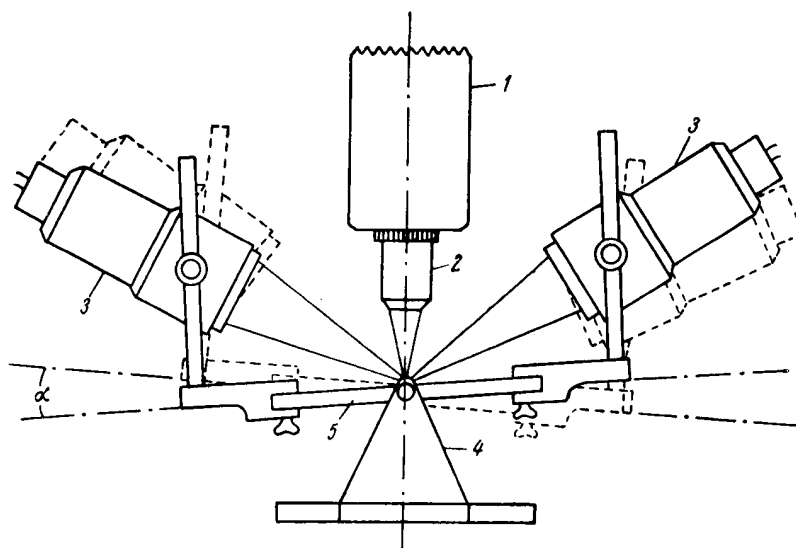


Рис. 4. Схема, показывающая два последовательных положения лимба столика Федорова при съемке стереопар:

1 — тубус микроскопа; 2 — объектив; 3 — осветители; 4 — столик Федорова; 5 — лимб столика Федорова; α — угол наклона лимба.

изображающая предмет съемки (например, в сравнении с изображением этого предмета, получаемого при рассматривании в бинокулярный микроскоп).

Из опыта фотографирования в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ можно указать, что для таких объектов съемки, какими являются фораминиферы, угол составленный между двумя положениями раковины ($\angle \alpha$) колеблется в пределах 7—15°. На таблицах I и II приведены стереоснимки раковин фораминифер, снятые под различными углами наклона в зависимости от формы и положения раковин.

ТЕХНИКА СТЕРЕОСКОПИЧЕСКОГО ВИДЕНИЯ

Стереоскопические снимки (стереопару) рассматривать надо не отдельно каждый, а одновременно, сразу вместе, но в отдельности каждым глазом. Для облегчения этой задачи служит несложное оптико-механическое устройство — стереоскоп. Стереоскоп представляет собою очки, преломляющие призмы или линзы которых изменяют направление световых лучей таким образом, что от правого и левого изображения лучи попадают соответственно в правый и левый глаз наблюдателя. В результате согласованного действия двух глаз в сознании зрителя возникает ощущение глубины, объемности изображенного предмета.

Наиболее ярко стереозэффект проявляется при соблюдении следующих условий:

1. Оба снимка стереопары должны находиться на наиболее благоприятном для глаз расстоянии (приблизительно в 25—30 см от глаз наблюдателя).
2. Расстояние между центрами снимков примерно должно быть равно расстоянию между глазами наблюдателя.
3. Оба снимка должны быть достаточно хорошо и, главное, одинаково освещены.

Нужно помнить, что при рассматривании стереопары каждый из снимков, ее составляющих, должен лежать на своем месте, т. е. «левый» снимок, при съемке которого раковина была в большей степени повернута своим левым боком к объективу, должен лежать слева, а «правый» должен помещаться справа.

Однако следует отметить, что использование стереоскопа в условиях работы палеонтолога-исследователя представляет собой известное неудобство. Иногда под рукой может не оказаться стереоскопа, не всегда имеется возможность печатать стереопары с соблюдением нужного интервала между левым и правым снимком и наконец сам процесс размещения стереоскопа и стереоскопических изображений в положение, дающее наибольший стереозэффект, отвлекает внимание исследователя от существа работы.

Добиться такого положения, чтобы каждый глаз видел только одно предназначенное для него изображение, можно и без помощи стереоскопа, путем несложной тренировки глаз.

Тренировка глаз заключается в следующем: два снимка стереопары помещают в наивыгоднейшее для стереоскопического рассматривания положение (расстояние от глаз 25—30 см; расстояние между снимками равно расстоянию между глазами, оба снимка достаточно хорошо и ровно освещены). Между снимками помещается перегородка в виде плотного листа бумаги, куска картона или просто ладони руки, таким образом, чтобы она не позволяла левому глазу видеть правый снимок, а правому

глазу — левый снимок. (Нужно следить, чтобы тень от перегородки не падала на изображения). При внимательном рассмотрении стереопары в таких условиях у наблюдателя через некоторое время возникает ощущение объемности видимого изображения.

Повторив этот опыт несколько раз и добившись быстрого появления устойчивого стереоскопического изображения, перегородку между снимками убирают, и тренировка глаз продолжается без перегородки. В условиях, не отвлекающих внимание, можно научиться стереоскопическому видению без стереоскопа в течение 15—20 минут.

На табл. I и II нами приведены стереопары некоторых фораминифер, которые могут рассматриваться без стереоскопа.

Трудности, которыми сопровождается появление стереоэффекта, особенно в первый раз, впоследствии по приобретении некоторого навыка, исчезают совершенно, и рассматривание стереопар невооруженными глазами становится столь же обычным в техническом отношении делом, как, например, чтение книг.

В последнее время у нас в Советском Союзе в печати все чаще появляются работы микрофаунистов, снабженные в качестве иллюстраций микрофотографиями.

К сожалению, в них не нашли до настоящего времени достойного применения стереоснимки. Мы надеемся, что эта небольшая статья будет в какой-то мере способствовать внедрению стереофотографий — этого выразительного вида иллюстраций — в практику работы палеонтологов.

ЛИТЕРАТУРА

1. И в а н о в Б. Т. Стереокинотехника. Издательство «Искусство», 1956.
 2. И в а н о в Б. Т. и Б а р щ е в с к и й Б. У. Объемное изображение. Гостехиздат, Научно-популярная библиотека, 1957.
 3. К р а и н о в С. В. Глаз и его работа. АН СССР, 1950.
 4. T r i e b e l E. Die Photographie im Dienste der Mikropaläontologie, Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Band II, Teil 3, 1958.
 5. F o u r n i e r G. New methods and techniques in the photography of microfossils, Micropaleontology, vol. 2, N 1, New York, 1956.
-

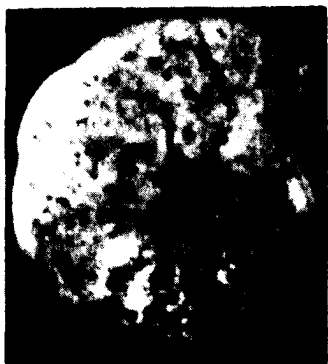
ТАБЛИЦА I

Рис. 1, 2, 3. *Cibicides aktulagayensis* Vassilenko.
Западная Сибирь, Ингагинская площадь, маастрихт; 1 — вид
с брюшной стороны, $\angle \alpha = 12^\circ$; 2 — вид со спинной стороны,
 $\angle \alpha = 10^\circ$; 3 — вид с периферического края, $\angle \alpha = 7^\circ$; $\times 80^\circ$.

Таблица 1



1



2



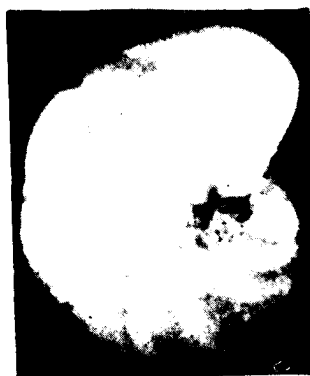
3



ТАБЛИЦА II

- Рис. 1, 2. *Cibicides gankinoensis* Неска́я.
Западная Сибирь, Ингалинская площадь, маастрихт; 1 — вид с брюшной стороны, $\angle \alpha = 12^\circ$; 2 — вид со спинной стороны, $\angle \alpha = 12^\circ$; $\times 90$.
- Рис. 3. *Gyroidina turgida* (Н а г е н о в).
Западная Сибирь, Ингалинская площадь, маастрихт; вид с брюшной стороны, $\angle \alpha = 10^\circ$; $\times 84$.

Figure 11



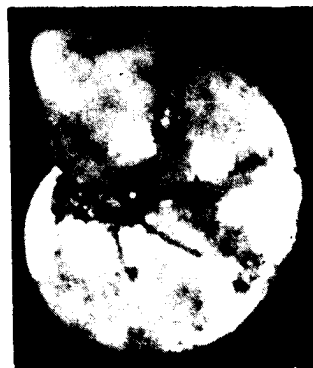
1



2



3



АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ СЕМЕЙСТВ, ПОДСЕМЕЙСТВ,
РОДОВ, ВИДОВ И РАЗНОВИДНОСТЕЙ

- Acarinina*, 202
inaequiconica sp. n., 202
Alabamina, 192
typica sp. n., 193
Alabaminidae, 192
Ammodiscidae, 177
Ammodiscinae, 177
Ammodiscus, 181
aequispiralis sp. n., 181
tenuiculus sp. n., 181
Angulogerina, 97
angulosa, 98
vicksburgensis, 97
Anomalinidae, 42
Arenobulimina, 186
tertiaria sp. n., 186
Asterigerina, 194
falcilocularis sp. n., 194
Asterigerinidae, 194
Astrophizidae, 175
Astrosphaeridae, 230
Ataxophragmiidae, 186
Ataxophragmiinae, 186
Baggatella, 206
altiuscula, 209
divulgata sp. n., 206
latiaperta sp. n., 208
Baggatellinae, 206
Baggininae, 190
Bolivina, 106, 215
aenariensisformis sp. n., 223
angusta sp. n., 107, 217
aff. arta, 218
carnata sp. n., 219
carnata var. *carnata* sp. et var. n., 220
carnata var. *complanata* sp. et var. n., 220
cuneiformis sp. n., 113
decens sp. n., 108
dentalata sp. n., 215
dilatata, 112
miocenica, 221
scalprata, 110
subdilatata sp. n., 109
Bolivinininae, 106, 215
Bolivinita, 224
cuneolus sp. n., 225
Bolivinitidae, 106, 215
Bolivinitinae, 224
Bucella, 269
citrona sp. n., 277
complanata, 277
conica sp. n., 281
deltcata sp. n., 279
floriformis sp. n., 272
frigida, 286
hannai subsp. *arctica* subsp. n., 288
inuitata, 289
magna sp. n., 282
mansfieldi subsp. *sachalinica* subsp. n., 276
nitigataensis, 285
planconveza sp. n., 275
pseudofrigida sp. n., 273
pulchella sp. n., 284
subconica sp. n., 274
sulcata sp. n., 280
Bulimina, 80
aculeata, 87
elongata, 83
elongata var. *elongata*, 84
elongata var. *vagina* var. n., 86
ovata, 81
pupoides, 82
subulata, 86
Buliminella, 76, 205
elegantissima, 205
rara sp. n., 76
Buliminellinae, 76
Buliminidae, 76, 205
Bulimininae, 80
Cancris, 190
miserandus sp. n., 190
Candeininae, 63
Candorbulina, 63
unversa, 63

- Cassidulina*, 99, 214
convexilocula sp. n., 214
crista, 104
globosa, 100
margareta, 105
punctata, 101
subcarpatica, 102
usitata, 103
Cassidulinidae, 99, 214
Cassigerinella, 61, 200
globolocula, 62, 201
Caucasina, 90, 212
tenebricosa, 90, 212
Caucasininae, 90, 212
Cenellipsts, 231
aff. elliptica, 231
torosa sp. n., 312
Cenodiscidae, 232
Cenolarcus usitatus sp. n., 316
Cenosphaera, 227
semisphaerica sp. n., 228
sp. 1, 228
sp. 2, 229
Cibicides (Cibicidoides), 42
abnormis, 44
borislavensis, 42
sigmoidalis, 44
Cibicidinae, 42
Criboelphidiinae, 75
Cromyodruppa, vilis sp. n., 312
Cyrtocalpinae, 232
Cyrtocalpis, 232
derosa sp. n., 318
sacculus sp. n., 233
Cyrtodea, 318
Dicolocapsa, 234
bicamerata sp. n., 235
ptiformis sp. n., 235
pupoides sp. n., 234
Dictyocephalus, 233
sp. 233
Dictyomitra, 236
cellulata sp. n., 236
ex gr. striata, 237
sp., 238
Discorbididae, 32, 189, 269
Discorbinidae, 32, 189
Druppulidae, 312
Ellipsidae, 231, 312
Elphidiella, 75
ex gr. simplex, 75
Elphidiidae, 71
Elphidiinae, 71
Elphidium, 71
ex gr. angulatum, 73
macellum, 72
subumbilicatum, 74
Eponides, 37, 191
alabaminaeformis sp. n., 191
binominatus sp. n., 39
octocameratus sp. n., 38
nanus, 40
umbonatus, 37
Eponidinae, 37, 191, 269
Florilus, 50, 197
boueanus, 51
aff. boueanus, 198
vitriumbonatus sp. n., 198
Globigerina, 54
brevispira sp. n., 56
aff. eocaenica, 57
pseudoedita sp. n., 55
Globigerinella sp. n., 58
evoluta sp. n., 58
praemicra sp. n., 59
subangulata sp. n., 60
Globigerinidae, 54, 200
Globigerininae, 54
Globigerinoides, 62
trilobus, 62
Globorotalia, 65
denseconnexa sp. n., 67, 201
hexacamerata sp. n., 66
tetracamerata sp. n., 65
Globorotaliidae, 65, 201
Globorotaliinae, 65
Glomospira, 177
charoides, 178
charoides var. *charoides*, 178
charoides var. *minima* var. n., 179
inconsueta sp. n., 177
pileolus sp. n., 179
Glomospirella, 180
gibbosa sp. n., 180
Gümbelina, 114, 225
cubensis, 116
gracillima, 115, 226
plana sp. n., 118
pseudostriata sp. n., 119
Gyroidina, 35
marina, 35
borislavensis, 36
Haplophragmoides, 182
quinquelocularis sp. n., 182
rotundidorsatus, 183
Heterohelicidae, 114, 225
Lagenidae, 187
Larcaridae, 316
Liosphaeridae, 227
Lithelidae, 317
Lithocampinae, 236
Lithomitra, 239
turriiformis sp. n., 239
Lituolidae, 182

- Lituolinae, 182
Lychnocanium laesus sp. n., 319
Melonis, 52, 199
 bradyi, 53
 praevis sp. n., 200
 soldanii, 52
 Melonisinae, 52, 199
 Milliolidae, 27
Nonion, 45
 markobi, 47
 postgraniferus sp. n., 196
 punctatus, 46
 tumidulus sp. n., 45
 Nonionellinae, 50, 197
 Nonionidae, 45, 196
 Nonioninae, 45
Portifera, 239
 Porodiscidae, 313
Porodiscus intentatus sp. n., 313
Porosononion, 48
 ex gr. *subgranosus*, 49
 subgranosus, 48
Proteonina, 176
 bucculenta sp. n., 177
Pyrgo, 31
 affinis, 31
Quinqueloculina, 27
 akneriana, 28
 ovula, 28
 ugerskoensis sp. n., 29
Reussella, 88, 209
 regularis sp. n., 211
 spinulosa, 89, 210
 Reussellinae, 88, 209
Rhabdammina, 175
 lineariformis sp. n., 175
 exilis, 176
 Rotaliidae, 203
 Rugoglobigerininae, 69, 202
 Saccamminidae, 176
 Saccammininae, 176
 Sethocyrtinae, 233
Siphonina, 41
 reticulata, 41
 Siphoninidae, 41
 Siphonininae, 41
Siphonodosaria, 187
 aff. *exilis*, 187
 inexculta sp. n., 188
 stricticollum sp. n., 188
Spiremaria gen. n., 317
 decens sp. n., 317
 fragosa sp. n., 318
Spiroplectammina, 184
 angustilocula sp. n., 184
 aff. *spectabilis*, 185
Spongiomma, 230
 sp. 1., 230
 sp. 2., 230
 Spongodiscidae, 313
Spongodiscus multicavus sp. n., 313
S. conspectus sp. n., 314
S. bulla sp. n., 314
S. gigas sp. n., 315
S. serratus sp. n., 315
S. enodatus sp. n., 315
S. tritus sp. n., 316
Streblus, 203
 alius sp. n., 203
 Stylosphaeridae, 229
Textularia, 185
 sp., 186
 Textulariidae, 184
 Textulariinae, 184
Triloculina, 30
 intermedia, 30
 Tripocyrtidae, 319
Trochodiscus, 232
 sp., 232
Turborotalia, 69
bykovae sp. n., 69
 mayeri, 70
Uvigerina, 91
 asperula, 93
 pygmaea, 92
 perornata sp. n., 95
 urnula, 94
 visenda sp. n., 96
Uvigerinella, 213
 hybridica sp. n., 213
Uvigerininae, 91
Valvulineria, 32, 189
 arcuata, 33
 complanata, 32
 ignorabilis sp. n., 189
 marmaroschensis, 34
Virgulina, 77
 conspiqua sp. n., 78
 schreibersiana, 79
 Virgulininae, 77
Xiphostylus, 229
 sp. 229

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
<i>Н. Н. Субботина, Л. С. Пишванова, Л. В. Иванова.</i> Стратиграфия олигоценых и миоценовых отложений Предкарпатья по фораминиферам	5
<i>Н. Н. Субботина.</i> Микрофауна олигоценых и миоценовых отложений р. Воротыще (Предкарпатье)	157
<i>Н. А. Волошинова.</i> Род <i>Biscella</i> Andersen и его виды из неогена Сахалина	265
<i>Г. Э. Козлова.</i> Радиолярии среднего и верхнего миоцена Северного Сахалина	307
<i>В. В. Кривоборский.</i> Стереоскопическое микрофотографирование фораминифер	327
Алфавитный указатель	341

Микрофауна СССР

Сборник XI

Научный редактор *Н. Н. Субботина*

Ведущий редактор *Г. А. Дав*

Технический редактор *И. М. Геннадьева*

Корректоры: *Л. Я. Кузнецова* и *Т. А. Хорюшина*

Сдано в набор 30/IX 1959 г. Подписано к печати 21/I 1960 г.
 Формат бумаги 60 × 92¹/₁₆. Печ. л. 21¹/₂. Усл. л. 21.5. Уч.-изд. л. 20,75.
 Тираж 1500 экз. Индекс 11-5-4. М-20003.

Гостоптехиздат (Ленинградское отделение). Ленинград, Невский проспект, 28.
 Издательский № 10273. Заказ № 1889.
 Типография «Красный Печатник».
 Ленинград, Московский проспект, 91.
 Цена 16 р. 60 к.

ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть	По чьей вине
310	4 св.	<i>Spiremaria</i>	<i>Spirema</i>	авт. .
316	16 св.	Cyrtoidea	Cyrtoidea	»
317	4 св.	Семейство Triposcyrtidae	Подсемейство Triposcyrtinae	»

Заказ 1889.

STAT

Page Denied

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК

2

ГОСТЕПТЕХИЗАТ - 1960

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

Выпуск 154

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК

2



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1960

11—5—4

Сборник содержит статьи, посвященные новым результатам изучения ряда групп ископаемых беспозвоночных палеозоя, мезозоя и кайнозоя различных областей СССР. В нем рассматриваются некоторые общие проблемы палеонтологической систематики, внутривидовой таксономии и затрагиваются вопросы биостратиграфии и стратиграфической корреляции.

Особое внимание уделено ископаемой фауне Сибири, Дальнего Востока и Средней Азии и в частности различным группам моллюсков, кораллов и брахиопод.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов и палеонтологов, работающих в области стратиграфии отложений среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и третичных отложений.

Палеонтологический сборник, 2

Научный редактор *А. А. Савельев*

Ведущий редактор *Г. М. Рагина*

Технический редактор *А. Б. Яцуржиская*

Корректоры *Н. А. Федорова* и *Л. Я. Кузнецова*

Сдано в набор 2/X 1959 г. Подписано к печати 29/I 1960 г. Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆.
Печ. л. 231¹/₂ + 1 вкл. Усл. л. 35,27. Уч.-изд. л. 29,69. Тираж 1500 экз. Индекс 11—5—4.
М-29010.

Гостоптехиздат. Ленинградское отделение. Ленинград. Невский проспект, 28.

Издательский № 10231. Заказ № 1893.

Типография «Красный Печатник». Ленинград, Московский проспект, 91.

Цена 23 р. 50 к.

*ПОСВЯЩАЕТСЯ
СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ
ПРОФЕССОРА
ВАЛЕРИАНА НИКОЛАЕВИЧА
РЯБИНИНА*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник посвящается светлой памяти старейшего палеонтолога ВНИГРИ, известного специалиста по строматопороидеям профессора Валериана Николаевича Рябинина. Статьи сборника освещают различные общие вопросы палеонтологии и стратиграфии, а также содержат описания остатков вымерших организмов разнообразных групп (кораллы, брахиоподы, моллюски, морские ежи), происходящих из отложений различного возраста, начиная с девона и кончая неогеном. Исследованиями охвачены Восточный склон Полярного и Приполярного Урала, Западная Сибирь, Кузнецкий бассейн, Мангышлак, Устюрт, Камчатка, Корякский хребет, Сихотэ-Алинь, о-в Сахалин.

Поиски нефти, которыми уже тридцать лет занимается ВНИГРИ, требуют создания детальных, надежно обоснованных стратиграфических схем, разработанных с применением палеонтологического метода. Поэтому всюду, где проводятся поисковые работы Нефтяного института, производятся также палеонтологические исследования.

Отмеченное выше разнообразие исследованных групп палеонтологических объектов, вошедших в сборник, разнообразие их геологического возраста и обилие областей сборов ясно отображают как широкий размах работ, проводимых ВНИГРИ, так и значительный диапазон интересов палеонтологов института.

В сборник вошли две посмертные статьи Е. В. Ливеровской, не опубликованные ранее. В этих статьях дается фаунистическое обоснование стратиграфии верхнемеловых отложений Камчатки и Южного Сахалина, при этом монографически описывается важнейшая в стратиграфическом отношении фауна. Следует отметить, что основные стратиграфические выводы этих работ уже давно получили признание и были неоднократно использованы в печатных работах некоторых геологов.

Большая статья Л. В. Криштофович, отчасти подводящая итоги ее более чем двадцатилетних работ и представляющая собой попытку выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина и сопредельных стран, вероятно, встретит критику, так как выделение ярусов, прослеживающихся лишь в отдельных, хотя и значительных провинциях, далеко не всем геологам представляется целесообразным. Однако независимо от этого, статья является весьма интересным исследованием по стратиграфии третичных отложений этой обширной и малоизученной области.

Отдельные положения, выдвигаемые в статье А. А. Савельева о внутривидовых категориях в связи с вопросами видообразования, также могут вызвать критику, так как эти вопросы, особенно оживленно сейчас обсуждающиеся в биологии, в значительной мере являются дискуссионными. Однако статья представляет интерес как попытка рассмотрения внутривидовых подразделений на палеонтологическом материале.

Данный сборник, содержащий обильный новый материал, является вкладом в палеонтологическое и стратиграфическое изучение перспективно-нефтеносных земель Союза ССР.

Палеонтологический сборник. 2

**ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА
ВАЛЕРИАНА НИКОЛАЕВИЧА РЯБИНИНА**

Советские палеонтологи и геологи понесли большую утрату — 27 января 1960 года на восьмидесятом году жизни после тяжелой и продолжительной болезни скончался профессор Валериан Николаевич Рябинин — старейший геолог и палеонтолог Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ), крупнейший в СССР специалист в области палеонтологии гидроидных палеозоя.



Осенью 1955 г. геологическая общественность Ленинграда тепло отметила семидесятилетие со дня рождения В. Н. Рябинина, а в 1958 г. исполнилось пятьдесят лет с начала научной деятельности этого выдающегося и разностороннего исследователя, прошедшего трудный и поучительный жизненный путь.

Валериан Николаевич Рябинин родился 14 октября (1 октября по ст. стилю) 1880 г. в г. Муроме Владимирской губернии. Он был последним ребенком в очень скромно обеспеченной и большой семье Рябининых и рано осиротел: отец умер, когда Валериану Николаевичу шел шестой год, а еще через пять лет умерла и мать.

Начальное образование Валериан Николаевич получил в земском народном училище г. Мурома, среднее — в Муромском и позднее — в Иваново-Вознесенском реальном училище, окончив последнее в 1898 г. В этом же году осенью он переехал в Петербург, где в Горном институте учился его старший брат — впоследствии известный профессор палеонтологии и один из директоров Геологического комитета — Анатолий Николаевич Рябинин.

В Петербурге В. Н. Рябинин выдержал конкурсный экзамен в Технологический институт и поступил на механическое отделение. Однако в течение первых же двух семестров его трижды исключали из института за активное участие в студенческих забастовках и, наконец, в мае 1899 г. выслали на родину.

Валериан Николаевич состоял членом Муромского землячества, которое преследовало цели взаимопомощи, но, помимо этого, помогало самообразованию своих членов и неофициально поддерживало связи с Петербургским Комитетом РСДРП. Через своих членов оно выполняло поручения последнего, добывало нелегальную литературу и распространяло ее в рабочих кружках Мурома, Иваново-Вознесенска, Шуи и Кохмы. Не без содействия землячества, высланный на родину В. Н. Рябинин устроился чертежником на Луганский машиностроительный (паровозный) завод, где позднее (с весны 1900 г.) стал работать на токарном станке.

В 1901 г. Валериан Николаевич вернулся в Петербург и выдержал экстерном экзамен на второй курс Технологического института. И опять началась работа в социал-демократических кружках, в землячестве, вновь — участие в студенческих волнениях, новые исключения из института и окончательное исключение после 9 января 1905 г.

1905 г. явился переломным для дальнейшей судьбы В. Н. Рябинина. В. Н. Рябинин впервые попал на геологические работы в Бинагадинский район (Баку) и с этого времени в качестве коллектора при геологах Геологического комитета он непрерывно работал вплоть до весны 1912 г., знакомясь с геологией Бакинского района, Кахетии, Ст. Ширахи, Киргизской степи, Салаирского Кряжа, западных отрогов Алтая, Литвы и Латвии.

Увлечение геологией вновь вернуло его к систематическому образованию: зимой 1907 г. Валериан Николаевич сдал экзамен на гимназический аттестат зрелости, а весной 1908 г. поступил на физико-математический факультет Петербургского университета, который и окончил в 1912 г. с дипломом первой степени по группе геологии.

Еще будучи студентом, после поездки с проф. Н. Н. Яковлевым в 1908 г. в Латвию и Литву, Валериан Николаевич начал серьезно заниматься палеонтологией; все свое свободное время он проводил в палеонтологическом кабинете Горного института, где занимался обработкой фауны под руководством своего учителя. В это время им были написаны первые научные статьи, посвященные фауне юрских гастропод и иглокожих Попелян; работы вышли из печати в 1911 и 1913 гг. По окончании университета молодой геолог В. Н. Рябинин работал на разведке железных руд в Кривом Роге, а затем в Отделе земельных улучшений на изысканиях водохранилищ в верховьях р. Сыр-Дарьи (Центральный Тянь-Шань).

Весной 1918 г., после Октябрьской революции, когда несмотря на разруху и голод, началась планомерная организация всех отраслей народного хозяйства, Валериан Николаевич был привлечен к работе Геологического комитета, вначале в качестве младшего научного сотрудника, а затем адъюнкт-геолога, геолога и, наконец, старшего геолога.

Период 1918—1930 гг. был особенно разнообразным в организационно-производственной и геологической деятельности Валериана Николаевича. В Геологическом комитете он вел дела секции Европейской России, участвовал в работе гидрогеологической секции, давал многочисленные отзывы по вопросам геологии и гидрогеологии; наконец, вел сначала планомерную геологическую съемку 55 листа 10-верстной карты севера Европейской России, а затем — первую двухсоттысячную съемку Урала в районах Миньяра и Месягутова. В эти же годы В. Н. Рябинин вплотную начал заниматься изучением палеозойских строматопороидей.

Осенью 1931 г. после окончания обработки уральских материалов Валериан Николаевич был назначен заведующим съемочной секцией вновь организованного Ленинградского геологического управления и непрерывно вел в нем большую научно-исследовательскую и консультационную деятельность вплоть до Великой Отечественной войны.

Во время блокады Ленинграда В. Н. Рябинин был отраслевым инженером — заведывал топливной секцией и секцией стройматериалов. Целый год прошел в напряженной работе в осажденном Ленинграде и только в 1942 г. больно Валериан Николаевич был эвакуирован в район Чагодощенского стекольного завода, где продолжал работать в качестве консультанта по поискам стекольных песков и доломитов, а позднее в качестве старшего геолога «Ленуглеразведки» в Любытинском, Боровичском и Нелидовском бурогольных районах.

В 1946 г. Валериан Николаевич вернулся в Ленинград и возобновил работу в Ленинградском геологическом управлении; особенно большая работа им была проделана по составлению пояснительных записок к геологосъемочным работам и в качестве эксперта в ТКЗ. В 1947 г. он выезжал в Печенгский район Мурманской области, где занимался специальными поисками палеонтологических остатков в отложениях сомнительной по своему возрасту печенгской формации.

Одновременно он был приглашен в качестве консультанта по палеонтологии во Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геолого-разведочный институт и с 1 октября 1947 г. окончательно перешел во ВНИГРИ на основную работу.

В течение всей своей полувековой, необычайно разнообразной научной и производственной деятельности в области геологии, В. Н. Рябинин неизменно продолжал заниматься палеонтологией. Его первые работы, начатые еще под руководством проф. Н. Н. Яковлева в 1908 г., были посвящены изучению юрских гастропод и иглокожих. Позднее он интересовался и другими группами ископаемых, в частности, брахиоподами, но истинное призвание Валериан Николаевич нашел в изучении палеозойских гидроидных. Еще в 1915 г. им была опубликована очень интересная работа о своеобразных каменноугольных Hydrozoa, отнесенных к новому роду *Uralotimania*, которые описывались как древнейшие рифообразователи каменноугольного периода на Урале и Тимане. На всю жизнь В. Н. Рябинин сохранил интерес к этой любопытнейшей группе организмов и спустя сорок лет вновь вернулся к ее изучению, опубликовав в 1955 г. новую интересную работу о каменноугольных и пермских

палеоаплизилах Урала и Тимана, разобравшись вместе с тем и в ее синонимике.

Прочное имя в науке, большой авторитет и широкую известность как в СССР, так и за его пределами, создали Валериану Николаевичу Рябинину его многолетние исследования в области изучения силурийских и девонских строматопороидей. Эти исследования по своему научному и практическому значению являются важнейшими в его деятельности. За тридцать лет им сделано более 25 научных публикаций, касающихся изучения строматопороидей самых различных районов: Средней Азии, Казахстана, Урала, Тимана, Печорского бассейна, Русской платформы, Салаира, Сибирской платформы, Колымского бассейна, Северной Земли, Прибалтики, Подолии и, наконец, Монголии и Тувы.

Среди этих работ особого внимания заслуживают монографии «Палеозойские строматопороидеи Печорского края и Приуралья» (1939), «Строматопороидеи Эстонской ССР» (1951), «Силурийские строматопороидеи Подолии» (1953) и «Верхнедевонские строматопороидеи Тимана» (1956). В сущности говоря, это были одни из первых опубликованных работ, где последовательно обосновывалось большое значение строматопороидей для целей детальной стратиграфии, в чем Валериан Николаевич всегда видел главный смысл своих исследований. Именно поэтому его палеонтологические работы неизменно привлекали внимание широкого круга геологов, со всех концов СССР доставлявших В. Н. Рябинину многочисленные материалы для определения.

В последние годы вышли в свет наиболее значительные работы В. Н. Рябина. Они важны не только своей биостратиграфической направленностью, но и первыми попытками дать сводку наблюдений по изменчивости строматопороидей, показать некоторые характерные особенности их экологии и палеобиологии, рассмотреть их значение для палеогеографии. К сожалению, остались пока неопубликованными некоторые выводы и новые мысли Валериана Николаевича, касающиеся систематики строматопороидей, до сих пор продолжающей оставаться довольно искусственной, а также его очень тонкие наблюдения по морфогенезу скелетных образований *Stromatoporoidea*.

Останавливаясь на палеонтологических исследованиях В. Н. Рябина, нельзя не упомянуть о его работах по изучению строматолитов и водорослей вообще, о его пристрастии к изучению проблематических образований. Строматолитам он всегда уделял большое внимание попутно с обработкой палеозойских строматопороидей, но вероятно немногим известно, как много труда Валериан Николаевич отдал изучению труднейших водорослеподобных организмов протерозоя Карелии и Кольского п-ова. Одна из таких работ, посвященная органическим остаткам в карбонатных породах Южной Карелии, была им закончена и опубликована в условиях блокады Ленинграда.

Валериан Николаевич Рябинин принадлежал к тому замечательному поколению наших геологов, для которого была чужда узкая специализация, которому приходилось создавать геологическую службу нашей страны во всем ее многообразии. Именно поэтому авторитет Валериана Николаевича был столь притягателен для геологов самых разнообразных специальностей и в особенности для молодежи, которая всегда встречала в нем доброго советчика и терпеливого наставника. Но общение с В. Н. Рябининым было привлекательно не только как с ученым, обладающим богатой эрудицией; с ним прежде всего было приятно общаться как с человеком, тонким ценителем юмора, блестящим знатоком русского языка.

Друзья, товарищи по работе и ученики Валериана Николаевича навсегда сохраняют в памяти образ этого замечательного человека.

Н. В. Дорофеев и Б. С. Соколов

ОПУБЛИКОВАННЫЕ ТРУДЫ ПРОФЕССОРА В. Н. РЯБИНИНА ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ

1911. Гастроподы из юрских отложений Попелян и Инграндена (Литва и Курляндия). Записки Минерал. об-ва, ч. XLVIII, вып. I, 1911, стр. 231—270, 2 л. илл.
1913. Иголкожне из юрских отложений Попелян в Литве. Изв. Геол. ком., т. XXXII, № 336, 1913, стр. 927—935, 1 табл.
1915. Рифообразователи каменноугольных отложений Урала и Тимана. (В кн.: Н. Н. Яковлев и В. Н. Рябинин. К геологии Соликамского Урала. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 123, 1915, стр. 19—31).
1927. О молодых экземплярах *Athyris pectinifera* Sow. Ежегодник Русского палеонтологического об-ва, т. VIII, Л., 1927, стр. 141—143.
1929. Заметки о силурийских строматопороидеях. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 9—10, 1929, стр. 1041—1054, 3 табл. Три заметки.
1931. О палеозойских строматопороидеях. Изв. Гл. геол.-разв. управл., т. I, вып. 31, 1931. Две заметки.
1931. Новые силурийские строматопороидеи с р. Подкаменной Тунгуски. Красноярский округ. Тр. Геол. муз. АН СССР, т. VIII, Л., 1931, стр. 213—219.
1932. Силурийские строматопороидеи с р. Колымы и Верхоянского хребта. АН СССР. Тр. Совета по изуч. производит. сил. Якутская серия, вып. II, 1932, стр. 79—88.
1932. Девонские Stromatoporoidea Тимана. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, т. LI, вып. 58, 1932. ЦНИГРИ Сектор геолог. карты, стр. 1—15, 3 табл.
1932. О верхнедевонских строматопороидеях. Изв. Всес. геол.-разв. объединения, т. LI, вып. 76, 1932. ЦНИГРИ, Сектор Геол. карты. Две заметки.
1934. Класс Hydrozoa. Гидромедузы (В кн.: К. Циттель. «Основы палеонтологии (Палеозоология), часть I, беспозвоночные». Переработано палеонтологами СССР под ред. А. Н. Рябинина. ОНТИ, 1934, стр. 199—208).
1935. О находке в местных известняках нижнего карбона микроскопических водорослей типа Spongiostromidae Gûr. Изв. Лен. гл. горно-геол. треста, № 1 (6), 1935.
1936. О палеозойских строматопороидеях района р. Колымы (В кн.: Палеозойские фауны Колымы. Тр. Дальстроя, вып. 4, М.—Л., 1936, стр. 29—38).
1937. Силурийские строматопороидеи Монголии и Тувы. Тр. Монгольск. комиссии АН СССР, № 31, 1937, стр. 1—36.
1939. Палеозойские строматопороидеи Печорского края и Приуралья. Тр. Сев. геол. упр., вып. 2, ГОНТИ, 1939.
1941. Строматопороидеи Главного девонского поля. (В кн.: Фауна Главного девонского поля. I. М.—Л., 1941, стр. 85—112, 5 табл.).
1941. Органические остатки в карбонатных породах Южной Карелии. Мат. по геол. и пол. иск. Карело-Финской ССР, Ленинградской и Мурманской областей. Сборник № 4, Лен. геол. упр., 1941, стр. 8—24, 5 табл.
1950. Силурийские строматопороидеи Эстонии. Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, 1950, вып. 2, стр. 21—23.
1951. Некоторые стратиграфические выводы на основе изучения строматопороидей Эстонии. Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, 1951, вып. 8, стр. 55.
1951. Силурийские строматопороидеи Подольи. Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, 1951, вып. 8, стр. 56—59.
1951. Строматопороидеи Эстонской ССР. (Силур и верхи ордовика). Гостоптехиздат, Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 43, 1951, 67, стр. 63 л. илл.
1953. Значение строматопороидей для стратиграфии ордовика и силура запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953, стр. 83—90.
1953. Стратиграфическое значение строматопороидей (В кн.: Девон Русской платформы. Л.—М., 1953, стр. 260—264).
1953. О строматопороидеях и табулятах Северной Земли. Тр. НИИГА, т. 72, 1953, стр. 91—105.

1953. Силурийские строматопороидеи Подolini. Гостоптехиздат, 1953. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 67.

1955. Верхнедевонские строматопороидеи Тимана (В кн.: Стратиграфия палеозойских отложений Тимана и Западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 90, 1955, стр. 5—91).

1955. О каменноугольных и пермских палеоаплизонах Урала и Тимана (В кн.: Стратиграфия палеозойских отложений Тимана и Западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 90, 1955, стр. 331—337).

1956. Верхнедевонские строматопороидеи Тимана. Автореф. научн. тр. ВНИГРИ, вып. 15, 1956, стр. 166—168.

Палеонтологический сборник, 2

А. А. САВЕЛЬЕВ

**ВНУТРИВИДОВЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВИДООБРАЗОВАНИЯ****1. ВИД КАК СИСТЕМА.
ЗНАЧЕНИЕ ВНУТРИВИДОВЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ**

Автор, в течение ряда лет изучая нижнемеловых пелеципод и аммонитов, старался применять различные внутривидовые подразделения, введение которых в практику палеонтологических исследований представляется ему необходимым. Постепенно выработались определенные представления*, которые необходимо было согласовать с критериями, существующими в биологии. Данная статья и представляет собой попытку (не вполне, конечно, удовлетворительную) осознания внутривидовых подразделений и связанных с ними вопросов на палеонтологическом материале. Пользуясь случаем, автор выражает глубокую благодарность профессору Д. Л. Степанову за весьма ценные советы по некоторым, затронутым в статье, вопросам.

В течение первой половины нашего столетия в биологической систематике ясно была осознана необходимость выделения различных мелких таксономических единиц ниже вида. В ряде областей биологии (особенно в энтомологии и ихтиологии) эти мелкие внутривидовые подразделения уже нашли применение и получили признание. При этом за термином варьетет (*varietas*) было оставлено значение слова свободного пользования с широким содержанием. Это стремление дробить вид на более мелкие подразделения вполне естественно: оно оправдывается всем ходом развития биологической систематики. Вид вовсе не является чем-то цельным, монолитным, так же как он не является чем-то неизменным, постоянным. Напротив, в типичном случае он состоит из большого числа более мелких соподчиненных групп, образующих сложную систему, претерпевающую относительно большие изменения в пространстве и времени. Такое представление о виде является большим достижением биологической систематики, оно отображает быстрый успех естественных наук и, в частности, говорит о настойчивом стремлении передовых биологов понять, что такое вид, и каково в действительности внутривидовое разнообразие во всей сложности отношений внутри ряда соподчиненных категорий.

С целью иллюстрации понятия о виде как о системе, нами составлен чертеж (рис. 1), изображающий схему строения политипического вида.

* Краткие выводы из изданных материалов, по работам 1954 г., были опубликованы автором (1956) в авторефератах научных трудов ВНИГРИ.

состоящего из двух подвидов, каждый из которых, в свою очередь, делится на две расы*.

Подвиды в типичном случае распадаются на негеографические расы либо на племена, последние же могут распадаться на морфы. Ядром морфы являются разнообразные ряды изменчивости основной массы особей, среди которых, кроме того, намечается еще две категории низшего ранга — формы и отклонения. Все перечисленные внутривидовые категории связаны между собой переходными обычно значительно менее многочисленными образованиями, что показано на схеме точечной штриховкой. Следует отметить, что на схеме даны лишь систематические категории и те из несистематических, которые близко связаны с первыми. В действительности картина внутривидового разнообразия еще более сложна.

В русской научной литературе в 1910 г. А. Семенов-Тяньшанский**, в своем классическом труде «Таксономические границы вида и его подразделений. Опыт точной категоризации низших таксономических единиц» дал замечательный по глубине образец четкого разграничения внутривидовых категорий на основе определенных, логически обоснованных принципов. Помимо подробной характеристики категорий и границ между ними, А. Семеновым-Тяньшанским введены были новые систематические единицы — племя и морфа***, из которых последняя имеет большое значение. Система внутривидовых категорий, детально разработанная А. Семеновым-Тяньшанским, и идеи, на основе которых она была создана, явились значительным шагом вперед в биологической систематике. В сравнительно недавнее время на ихтиологическом материале внутривидовая таксономия разбиралась академиком Л. С. Бергом в отдельной главе его книги «Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран» [1948]. Весьма ценно то, что Л. С. Берг в этом капитальном труде при описании фауны широко применяет охарактеризованные им внутривидовые таксономические единицы. Как и А. Семенов-Тяньшанский, он считает, что категория «варриетет» может быть оставлена лишь как временная единица, значительно ограниченная в своем применении. Л. С. Бергом была введена и подробно охарактеризована категория раса (*infraspecies*), которую, как нам представляется, наряду с категорией морфа, следует считать основной негеографической единицей внутривидовой систематики.

Названные труды двух известных биологов с некоторыми дополнениями могут служить основой для дальнейшего развития и практического применения внутривидовой систематики в области палеонтологии.

* Остальные еще более мелкие категории также показаны преимущественно по две. Число «два», в данном случае, было принято лишь с целью упростить схему, в действительности, количество различных внутривидовых категорий у одного вида может быть разнообразным.

** Следует отметить, что взгляды А. Семенова-Тяньшанского не свободны от некоторых ошибочных положений. Так, он считает, что понятие о виде в зоологии и ботанике не применимо к понятию о виде в палеонтологии. Поскольку ошибочность таких представлений полностью доказана советскими палеонтологами, то и вывод А. Семенова-Тяньшанского о неприменимости внутривидовых подразделений в палеонтологии, естественно, отпадает. Кроме того, этот автор ошибочно допускает, что существуют «потерявшие способность изменения» виды, а пробел между видами понимает только лишь в смысле вторичного пробела. Эти заблуждения, однако, если их учитывать, не мешают воспользоваться всем тем ценным, что содержится в основной части цитированной работы А. Семенова-Тяньшанского, которая относится к числу классических сочинений по систематике.

*** Эта категория впервые была введена А. Семеновым-Тяньшанским несколько ранее — в 1906 г.

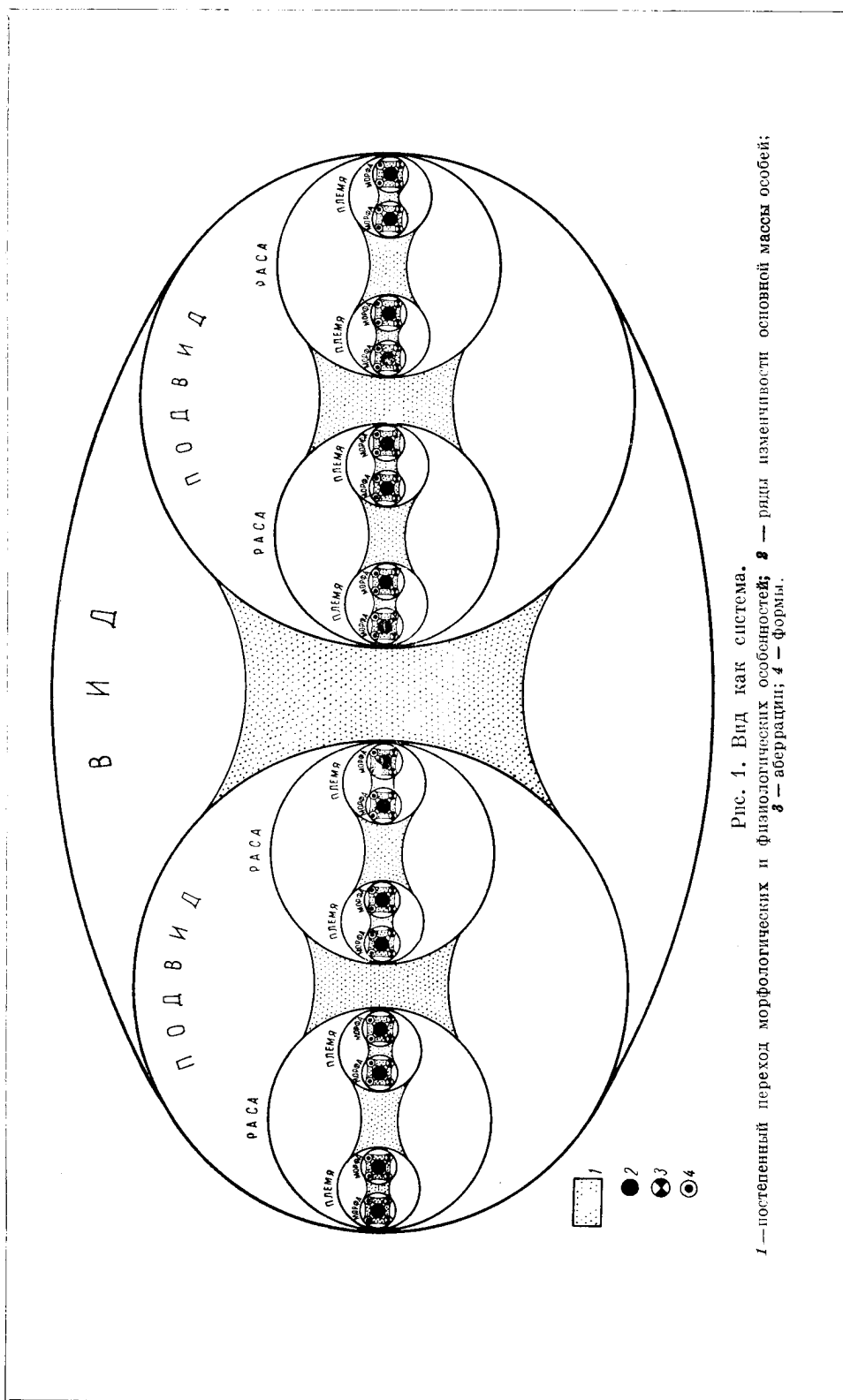


Рис. 1. Вид как система.
1 — постепенный переход морфологических и физиологических особенностей; 2 — ряды изменчивости основной массы особей;
3 — aberrации; 4 — форма.

До какой степени велики успехи современной биосистематики видно из того, что в настоящее время даже вирусы, эти во многом еще загадочные ультрамикроскопические организмы, не имеющие клеточного строения, оказалось возможным делить на виды (или на единицы к ним близкие) и прослеживать их изменчивость, причем в ближайшее время возможно удастся различать среди вирусов и разновидности [К. С. Сухов, 1953].

Следует отметить, что хотя биологи раньше палеонтологов стали говорить о внутривидовых категориях, а затем и применять их, в массе своей, однако, они и в настоящее время продолжают пользоваться устаревшим термином «варietet». С другой стороны некоторые палеонтологи сравнительно давно уже стали применять различные внутривидовые категории (помимо разновидности). Так, А. Д. Архангельский всего лишь несколько лет спустя [1916] после выхода в свет вышеупомянутой работы А. Семенова-Тяншанского применял категорию *subspecies*. Десять лет спустя различные внутривидовые категории употребляет Г. Фредерикс [1926]. Можно привести и другие подобные же примеры из отечественной и иностранной литературы. В течение последних 10—15 лет применяли и применяют различные внутривидовые систематические единицы Д. Л. Степанов, Т. Г. Сарычева, Б. В. Милорадович, Б. К. Лихарев, Р. Л. Мерклин и др. В этот период необходимость перехода от расплывчатого термина «варietet» к более точно ограниченным категориям была полностью осознана отечественными палеонтологами. Об этом имеются высказывания в печати. Так, Д. М. Федотов в одной из своих статей [1940] пишет: «Вряд ли надо доказывать, что в палеонтологии можно применять не только линнеевский вид, но и все остальные более мелкие таксономические единицы» (стр. 8) и далее: «Кроме понятия линнеевского вида, в палеонтологии можно применять и более мелкие таксономические единицы (биотипы, или мутации, формы, варietetы, подвиды), но также с максимальным учетом всех их особенностей, условий их среды и с использованием опыта всех отраслей биологии в отношении современных форм» (стр. 9). Горячо высказывается в пользу выделения внутривидовых категорий Д. Л. Степанов [1952, стр. 128]: «Одной из насущных задач систематики в палеонтологии является ограничение употребления термина «варietet». В настоящее время этим безликим термином большинство палеонтологов обозначает совершенно неравноценные понятия от подвидов, с одной стороны, до чисто индивидуальных отклонений, с другой. Между тем палеонтолог нередко имеет возможность различать главные категории внутривидовых таксономических подразделений, принятых в зоологической и ботанической систематике, или во всяком случае обязан поставить перед собой эту задачу. Для ее решения большую помощь наряду с тщательным анализом индивидуальной изменчивости может оказать использование эколого-географического критерия, о чем уже сказано выше. С учетом этого принципа нам представляется возможным выделение в пределах видов, помимо подвидов, обладающих собственным географическим ареалом, таких негеографических единиц, как морфа (*morpha*), форма (*forma*) и отклонение (*aberratio*)». На палеонтологическом совещании по палеозою в Академии наук СССР [1953] некоторые палеонтологи [Н. П. Герасимов, стр. 49; Р. Л. Мерклин, стр. 50] в прениях по докладам также высказывались о необходимости изучения внутривидовых подразделений. В самое последнее время на материале ископаемых фораминифер низшие таксономические единицы весьма подробно были рассмотрены Д. М. Раузер-Черноусовой [1956].

Таким образом, интерес палеонтологов к дробному делению видов из года в год возрастает. Становится совершенно ясным, что применение одного лишь термина «варietet» для обозначения всех внутривидовых систематических категорий невозможно. Этот термин, с одной стороны лишен определенного биологического содержания, с другой — применяется недопустимо широко, настолько широко, что внутривидовое разнообразие в значительной мере теряется.

В настоящее время можно уверенно сказать, что разработка и применение внутривидовых категорий является наиболее важной неотложной задачей современной палеонтологической систематики.

Значение внутривидовой систематики весьма велико и в теоретическом, и в практическом отношении. Занимаясь этим вопросом, мы глубже познаем, что такое вид, и в то же время в значительной мере облегчаем себе решение труднейших и важнейших проблем палеонтологии — проблем разграничения видов и видообразования. В самом деле, можно ли быть уверенным в правильности проведения границ между теми или иными видами, если внутривидовое разнообразие последних не изучено? Конечно нет. С другой стороны, можно ли уверенно говорить о родственных связях тех или иных видов, выдвигать конкретные филогенетические построения, если границы между видами точно не установлены? Тоже нет. Если же у нас не будет ясности в вопросе о границах видов и их филогении, то мы не сможем построить стратиграфию с той степенью детальности, которая диктуется практической необходимостью.

При изучении внутривидовых подразделений на палеонтологическом материале следует избегать отрыва от биологии, что очень часто выражается введением множества новых систематических единиц, которые обычно являются либо нежизненными (неприменимыми на практике ввиду неясности формулировки и отсутствия определенного биологического содержания), либо совершенно лишними, так как при ближайшем рассмотрении часто оказывается, что под другими названиями они уже фигурируют в биологии и вовсе не являются специфически палеонтологическими. Нам представляется, что в палеонтологии можно допустить лишь очень небольшое число единиц, отсутствующих в биологии, единиц таких, которые действительно отображают специфику палеонтологического материала. При этом, однако, эти единицы должны быть вполне соизмеримыми (хотя бы по рангу) с единицами, применяемыми в зоологии и ботанике, а биологическая сущность вполне ясна. Только при этом условии специфические стороны этих единиц не породят нежелательного барьера между пониманием внутривидовых категорий в палеонтологии и биологии.

В палеонтологии известно немало космополитных, часто встречающихся видов, описанных в десятках монографий. Многие из этих видов имеют большое стратиграфическое значение. Для примера можно указать такие виды (из меловой системы), как *Inoceramus lamarcki* P a r k., *Ostrea vesicularis* L a m., *Exogyra conica* S o w., *Pterotrigonia aliformis* (P a r k.), *Hoplites dentulus* (S o w.).

Даже при беглом просмотре длинных списков синонимии этих видов и их варietetов, а затем и соответствующих описаний и изображений, можно убедиться в том, что виды эти являются в высшей степени неоднородными. При этом нас поразит также большой разницей в понимании границ вида и варietetов. Станет очевидным, что эти виды, включают разнообразные внутривидовые географические и негеографические категории, такие как подвид, раса, морфа и др.; может также оказаться, что

под названиями этих видов и их вариететов в действительности скрывается несколько самостоятельных видов. Одной из задач внутривидовой систематики является выяснение действительного объема и внутренней разноразличности таких видов. В будущем должны появиться работы, специально посвященные систематике такого рода видов, как они того заслуживают. На основе критического пересмотра всего накопленного описательного материала, с глубоким анализом экологического фактора, данных стратиграфии и фациальных особенностей, необходимо выделить внутри этих видов и их вариететов различные внутривидовые категории, а также подробно обосновать исключения из синонимии, если они окажутся необходимыми. Ясно, что такую ревизию необходимо проводить не только в специальных монографиях, но при всех описаниях, когда это позволяет материал.

Подчеркивая важность изучения внутривидовых категорий и, особенно, тех из них, которые являются систематическими единицами, мы вовсе не считаем возможным выделять эти категории во всех случаях и на любом материале. Напротив, выделение их представляется нам возможным только при наличии обильного материала хорошей сохранности, хорошо документированного и привязанного к дробной стратиграфии. Выделение некоторых категорий требует, кроме того, хорошего знакомства с фациями (морфы) или послыного изучения стратиграфической последовательности слоев (мутации). Если такого рода благоприятные условия действительно имеются, то, как нам представляется, палеонтолог обязан дать не обычное описание видов, а детальное, с дробным разграничением внутривидовых систематических и несистематических категорий, с изучением индивидуальной изменчивости, возрастных изменений, иллюстрациями, показывающими ряды последовательных морфологических изменений, и статистическим цифровым материалом, приводимым как можно более полно. В тех же случаях, когда материал скудный, плохой сохранности, а возраст слоев не вполне ясен, выделение большинства внутривидовых категорий становится невозможным.

В науке в тех случаях, когда какой-либо вопрос начинает воплощаться в нечто конкретное и определенное, требующее ясных практических выводов, особенно ожесточенно разгорается борьба противоречивых мнений. Так обстоит дело и с вопросом о внутривидовых подразделениях в палеонтологии. Пока он отражался в литературе лишь в виде редких пожеланий отдельных авторов и высказываний общего порядка, противникам дробной разработки внутривидовой систематики легко было от него отмахнуться. В настоящее же время это становится невозможным. Из высказываний таких противников выяснилось, что одни из них сопротивляются по существу только лишь в силу привычки к старому, других пугают получающиеся, по их мнению, слишком длинные списки фауны, третьи же останавливаются перед трудностями выделения внутривидовых подразделений как перед непреодолимой преградой. Возражения первых не заслуживают внимания, вторым можно возразить, что лучше иметь длинные списки, отвечающие достижениям современной систематики, чем короткие, но устаревшие. Что касается третьих, то следует прежде всего сказать, что трудности выделения внутривидовых категорий ими сознательно или бессознательно преувеличиваются. В основном эти трудности те же, что и при разграничении видов. Если эти палеонтологи способны разграничивать виды, то они могут и даже обязаны выделять другие, более мелкие единицы. Одно дополняет другое, одно без другого почти невозможно. Основным методом палеонтологии, широко приме-

няющимся и при проведении границ между видами, является метод морфологический. Этот метод, безусловно, может быть использован и при выделении внутривидовых подразделений, при условии дополнения его другими методами и критериями (эколого-географическим, стратиграфическим, статистическим и др.). Кроме того, следует помнить, что как бы ни были велики трудности, они не в состоянии остановить и никогда еще не останавливали движения науки вперед.

2. ВНУТРИВИДОВЫЕ КАТЕГОРИИ

Те категории внутривидовой изменчивости*, которые, как нам представляется, имеют наибольший интерес для палеонтологии, сведены нами в специальную таблицу (рис. 2), текстовым пояснением которой и является данный параграф.

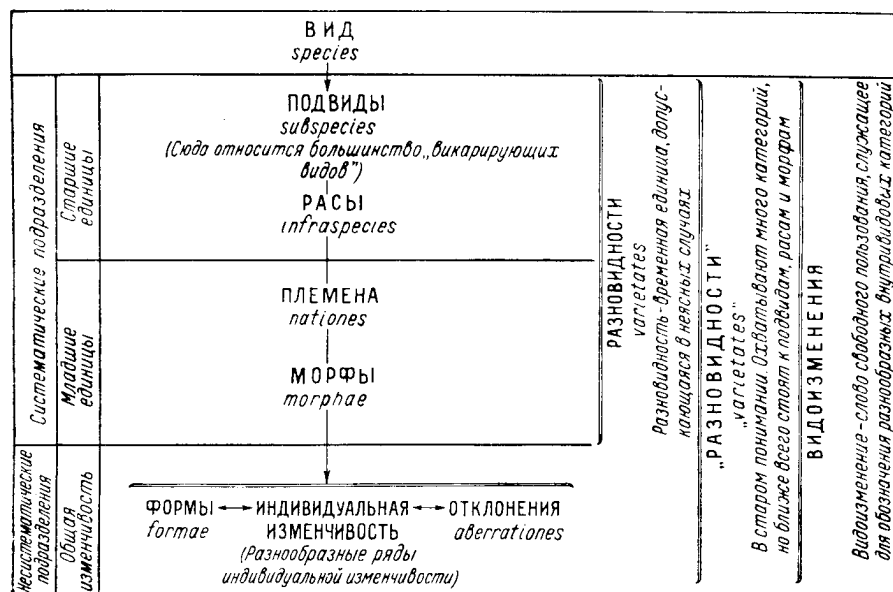


Рис. 2. Внутривидовые подразделения.

В основу приводимых ниже характеристик различных категорий положены критерии, изложенные в вышеупомянутых трудах А. Семенова-Тяншанского и Л. С. Берга (с некоторыми изменениями и дополнениями), но прежде чем к ним приступить, следует подчеркнуть некоторые особенности внутривидовых подразделений общего порядка.

Внутривидовые категории можно разделить на систематические (подвиды, племена, морфы и мутации) и несистематические (формы, отклонения, изменчивость, уродства и др.), а также на географические (подвиды и племена) и негеографические (все остальные категории более

* Выражение «внутривидовая изменчивость» или просто «изменяемость» употребляется нами иногда вместо распространенного выражения «внутривидовое разнообразие», ввиду того, что последнее не обладает достаточной гибкостью, необходимой для термина.

низкого ранга). Систематические подразделения, кроме того, могут быть подразделены на старшие (подвиды, расы, мутации) и младшие (племена, морфы).

Систематические подразделения должны иметь значение тех единиц, на которые распространяется закон приоритета, на несистематические же подразделения этот закон формально не распространяется*.

Необходимо стараться очищать язык палеонтолога от неправильного употребления различных терминов внутривидовой систематики. Это особенно касается термина «форма», который неправильно употребляется в качестве синонима слова вид** и слова «разновидность», применяющегося чрезмерно широко. Слово «форма» есть определенный термин внутривидовой систематики совершенно иного содержания. Широкое применение слова «разновидность» для обозначения всех вообще внутривидовых категорий не может быть одобрено (об этом подробнее говорится ниже). В качестве слова свободного пользования для обозначения внутривидовых категорий всех рангов здесь предлагается слово «в и д о и з м е н е н и е», которое и применяется нами ниже.

Для внутривидовых систематических и некоторых несистематических (формы и отклонения) видоизменений, в отличие от единиц надвидовой систематики, характерна необязательность присутствия их всех в системе того или иного вида: единицы низкого ранга могут существовать при отсутствии категорий более высокого ранга и наоборот. Например, подвиды, минуя расы и племена, могут разделяться непосредственно на морфы или, минуя последние, на формы, причем и сами подвиды могут отсутствовать. Виды, однако, бывают разные — например молодой монотипический вид, занимающий малый ареал, может не иметь весьма многих дробных подразделений. В дальнейшем такой вид может не подвергнуться большим изменениям — если среда неизменна, а расселение невозможно, он не будет интенсивно расщепляться; если же далее среда изменится, но миграция по-прежнему затруднена, такой вид может более или менее целиком перейти в другой вид (при этом стадиями видообразования явится цепь негеографических видоизменений) или же исчезнуть, не дав никаких последующих ветвей.

Следующей важной особенностью внутривидовых таксономических подразделений, отличающей их от видов, является отсутствие между ними первичного пробела; вторичный пробел в большинстве случаев также отсутствует, но иногда он все же имеется. Под первичным пробелом, в данном случае, понимается пробел, обусловленный скачкообразным переходом одной единицы в другую (он характерен для видообразования), под вторичным пробелом понимается отсутствие переходных связующих звеньев, обусловленное их вымиранием. Действительно, между внутривидовыми подразделениями обычно можно наблюдать переход, характеризующийся постепенностью изменения морфологических и физиологических особенностей. Значит ли это, что все внутривидовые таксономические подразделения образуются без скачка, путем лишь количественных изменений? Большинство биологов, по-видимому, на этот вопрос склонно отвечать утвердительно.

* На подразделения «форма» и «отклонение» может быть следовало бы распространить закон приоритета, однако вопрос этот пока неясен. Во всяком случае, при описании видов следует учитывать формы и отклонения, отмеченные предыдущими исследователями.

** Пишут, например, «данный вид представляет собой распространенную форму» или почему-то подменяют слово «видообразование» словом «формообразование».

Автор изучал внутривидовые подразделения на ископаемых пелециподах (главным образом на нижнемеловых тригонидах), причем оказалось, что переходные образования между подразделениями во всех случаях менее многочисленны, чем типичные экземпляры самих единиц. Нечто подобное имеет место и при видообразовании, сопровождающемся появлением серий мутаций (которые указывают на скачкообразный характер этого процесса): количество экземпляров мутаций, как правило, уступает количеству типичных представителей видов, связанных этими мутациями. Эта аналогия, как нам представляется, может служить косвенным указанием о возможности присутствия скачков (значительно меньшей, однако, амплитуды, чем при видообразовании, — скачков второго порядка) и при образовании внутривидовых таксономических единиц. Такая возможность не может быть исключена, если учесть, что образование большинства внутривидовых таксономических единиц является следствием смены условий существования — здесь наблюдается, следовательно, тот же стимул, что и при видообразовании. Таким образом, наличие постепенности перехода морфологических особенностей между внутривидовыми подразделениями несомненно, что же касается вопроса о наличии или отсутствии скачка между ними, то он требует дальнейшего изучения.

Есть и еще одна характерная черта внутривидовых подразделений — это возникающая во многих случаях неясность взаимоотношений рангов единиц. Так, например, иногда бывает трудно решить, что старше — мутация или раса, раса или племя.

Не вполне ясны также взаимоотношения категорий индивидуальной изменчивости, формы и отклонений. Нам представляется, что все эти категории можно было бы объединить в понятие о некой «общей изменчивости», из которой индивидуальная характеризуется наличием множества разнообразных рядов (в зависимости от тех или иных признаков) и охватывает главную массу особей, формы же и отклонения — особые случаи индивидуальной изменчивости (их можно было бы назвать «обособленной изменчивостью»), как бы выносимые за скобку последней. Правда, у форм и отклонений можно различать индивидуальную изменчивость и, таким образом, считать их рангом выше ее, но сами по себе эти категории имеют настолько низкий ранг и, кроме того, редко бывают представлены большим количеством экземпляров, что практически в этом нет необходимости. Из этих соображений на наших схемах (рис. 1 и 2) всем этим категориям придан одинаковый ранг.

Если выделяется подвида, раса, племя, морфа или мутация, то вид тем самым разделяется на подвиды, племена, морфы и мутации, из которых типичными условно будут считаться те, которые были описаны первыми. При выделении форм и отклонений вид не делится на соответствующие единицы ввиду того, что последние представляют собой нечто обособленное от основной массы особей и, кроме того, строго говоря, они не являются систематическими единицами. Подвиды и племена должны иметь географические названия. Транскрипция внутривидовых подразделений, по мнению автора, должна быть такой, какая применяется при обозначении варьететов (это касается и подвидов).

Педантичность в практике номенклатурного обозначения внутривидовых подразделений должна соблюдаться столь же строго, как и при обозначении видов. Для внутривидовых подразделений, как и для видов, следует указывать типичные экземпляры. В качестве термина для обозначения типичного видоизменения автор предложил [1958] слово «эндотип» (endotype). Эндотипы следует указывать для всех систематических внутри-

видовых категорий, начиная с морфы и выше (таким образом указываются: «эндотип морфы», «эндотип подвида», «эндотип варьетета» и т. д.).

В пределах геологического понятия об одновременности все внутривидовые подразделения в подавляющем большинстве случаев являются одновозрастными. Если вид является руководящим для каких-либо слоев, то и все его подразделения руководящие. Исключения в некоторых случаях могут составлять только подвиды и мутации. Подвид, переживший другие подвиды, обычно превращается в самостоятельный вид, однако в отдельных случаях могут быть и исключения (теоретически это можно допустить), выявить которые может только практика стратиграфических исследований. Мутации также могут составить исключения, так как они представляют собой специальные единицы, отображающие изменения видов в вертикальном разрезе, связывающие родственные виды, которые могут значительно отличаться по возрасту. Однако нам представляется, что такие исключения должны быть редкими.

Несмотря на одновременность большинства внутривидовых подразделений, палеонтологи обязаны давать стратиграфам списки фауны, возможно более полно отображающие внутривидовую систематику. Это необходимо с целью накопления данных об изменчивости видов в вертикальном разрезе. Факты эти со временем могут дополнить или даже изменить оценку палеонтологами тех или иных внутривидовых категорий.

Ниже приводятся краткие характеристики внутривидовых категорий, которые можно использовать в палеонтологии. Примеры приводимых внутривидовых подразделений из области зоологии можно найти в цитированных выше трудах А. Семенова-Тяншанского и Л. С. Берга. Некоторые примеры из области палеонтологии взяты из работы автора «Нижнемеловые тригонииды Мангышлака и Западной Туркмении» [1958].

П о д в и д (subspecies, мн. ч. subspecies). Подвиды наблюдаются у многих политипических видов, обычно относительно древних, занимающих сравнительно большой ареал обитания, разделяющийся на различные эколого-географические области. Специфические условия обитания каждой из таких областей накладывают определенный отпечаток на совокупность обитающих в ее пределах особей вида.

Подвид — это совокупность особей вида, занявших определенный, обычно относительно большой ареал обитания, связанная постепенным переходом с другим подвидом (или подвидами) и обладающая способностью наследственной передачи своих характерных особенностей.

Обычно ареалы обитания подвидов соприкасаются, причем переходные образования (их всегда относительно немного) наблюдаются в местах соприкосновения. Ареалы обитания различных подвидов по величине могут значительно отличаться друг от друга. Может быть и такой (исключительный) случай, когда область распространения одного подвида окажется полностью заключенной в территории, занятой другим подвидом, и напротив того, подвиды, слабо соприкасающиеся, с удаленными друг от друга ареалами обитания, в некоторых случаях могут оказаться совершенно разобщенными какой-либо географической преградой, что в дальнейшем способствует превращению этих подвидов в самостоятельные виды. А. Семенов-Тяншанский различает первичные подвиды (отделившиеся непосредственно от главного ствола вида) и вторичные — производные первичных подвидов [1910; стр. 19].

Обычно подвиды обладают относительно значительными или же, если и небольшими, то во всяком случае постоянными и вполне определенными отличиями. Нужно сказать, что подавляющее большинство описа-

ных в палеонтологии географических вариететов, обладающих одинаковым или весьма близким возрастом, представляют собой подвиды.

На Палеонтологическом совещании по палеозою при Академии наук СССР, в прениях по докладам, Н. П. Гересимов (1951; стр. 49) и Р. Л. Мерклин (1951; стр. 51, 52), высказали мнение, что подвид следует считать основной внутривидовой категорией. Мы считаем, однако, более правильной несколько иную формулировку: подвид является наиболее старшей по рангу внутривидовой категорией и, одновременно, основной географической единицей внутривидовой систематики.

В качестве иллюстрации подвидов в палеонтологии можно воспользоваться теми примерами, которые были приведены Р. Л. Мерклиным в его выступлении на Палеонтологическом совещании. В практике автора был выделен подвид *Trigonia (Trigonia) carinata* Ag. subsp. *caspia* S a v e l. [1958] из нижнего валаижина Мангышлака. Типичный подвид (его теперь следует именовать как *T. (T.) carinata* Ag. subsp. *typica* или *carinata*) был описан Л. Агассисом в 1940 г. из неокома Невшателя; в Западной Европе он распространен в неоме (преимущественно в готериве), реже в нижнем апте, Средиземноморской зоогеографической провинции, но возможно встречается и на Кавказе. Подвид *caspia* отличается от типичного подвида рядом морфологических особенностей, не выходящих, однако, за пределы видовых признаков. Кроме названных подвида, внутри рассматриваемого вида следует различать еще один, южноамериканский подвид, характерный для австралийской зоогеографической области: *T. (T.) carinata* Ag. subsp. *argentina* S a v e l., описанный Вивером из нижнего мела Аргентины как *T. carinata* Ag. [Weaver, 1931], который также обладает характерными особенностями.

Р а с а (intraspecies, мн. ч. intraspecies). Л. С. Берг [1948; стр. 13] выдвинул в качестве внутривидовой единицы выше морфы категорию «раса», которая совпадает с понятием экотипа и близка к объему морфы в понимании А. Семенова-Тяншанского.

Раса, по Л. С. Бергу, географически не обособлена, иногда бывает приурочена к определенным экологическим условиям (глубине, температуре, времени нереста, грунту и пр.); к расе относятся все породы домашних животных и культурных растений.

Раса отличается от морфы большей редкостью морфологических изменений, большей длительностью существования и, следовательно, более значительным вертикальным распространением, что является важным критерием расы для выделения ее на основе палеонтологического материала. Кроме того, раса отличается от морфы большим ареалом распространения и способностью передавать свои признаки по наследству и при изменении внешних условий. Морфа передает свои признаки в потомстве главным образом при сохранении внешних условий, причем большая или меньшая стойкость в передаче наследственных свойств морфы зависит от длительности воздействия тех внешних условий, которые ее вызывают. При весьма длительном воздействии этих условий морфа переходит в расу, которая представляет собой уже более долговечную единицу, в меньшей степени зависящую от временных колебаний условий жизни и более способную к переселению. Переход морфы в расу, как мы увидим ниже, является важным моментом в видообразовании.

Весьма подробно, на примере рыб, внутривидовая дифференциация, приводящая к различным изменениям и образованию рас, была рассмотрена Н. И. Гербильским [1957]. Хотя этот автор придает наибольшее значение биологическим различиям, входящим в содержание понятия

расы, он, однако, полагает, что биологические различия приводят к морфологическим изменениям. Последний вывод подтверждает возможность выделения рас на основе палеонтологического материала.

На палеонтологическом материале точно провести границу между расой и морфой иногда бывает затруднительно; в таких случаях лучше избегать выделения расы, заменяя ее морфами, на которые раса в типичном случае распадается. Это тем более допустимо, что многие виды, образующие морфы, вообще не имеют рас — такого рода выпадение единиц, как уже подчеркивалось выше, характерно для внутривидовой систематики.

Расы обычно отличаются друг от друга различной комбинацией нескольких существенных и притом разнородных (например, форма и скульптура) морфологических особенностей или даже одним признаком, представляющим, однако, в систематическом отношении, особую важность.

Подобно тому как подвид является главной географической категорией внутривидовой систематики, раса, наряду с морфой, является главной негеографической единицей.

Примером на палеонтологическом материале может служить вид *Pterotriconia tatianae* Savel., описанный автором из верхнеальбских отложений Мангышлака [1958]. Этот вид разделяется на две расы, встречающиеся совместно и связанные друг с другом переходными экземплярами (число последних значительно уступает количеству типичных экземпляров каждой из рас). Типичная раса (infrasr. *typica* или *tatianae*) по количеству образцов значительно преобладает над другой расой (infrasr. *incava*), которая отличается от первой комбинацией разнородных и весьма важных признаков — более овальным очертанием, отсутствием предареального прогиба и менее резкой ребристостью.

М у т а ц и я (mutatio, мн. ч. mutationes). Палеонтолог, в тех случаях, когда он имеет первичный материал, показывающий изменение фауны в вертикальном разрезе отложений, не прерывающихся крупными перерывами седиментации, часто имеет возможность проследить некоторые связующие звенья между родственными видами. Понятие о таких звеньях давно уже было сформулировано палеонтологом В. Ваагеном [1869], который, обозначая их мутациями,* понимал под ними «разновидности во времени», в отличие от разновидностей в пространстве. Что представляют собой последние, понять нетрудно — это, очевидно, все то, что с давних пор обозначается палеонтологами термином «вариетет» (т. е. разнообразные географические и негеографические видоизменения, обычно одновозрастные с типичными представителями вида), но что представляют собой разновидности во времени, или мутации? Ранг их, по-видимому, различными палеонтологами понимается по-разному. Автор полагает, что мутации следует считать внутривидовыми категориями. Они представляют собой новообразования, возникающие под влиянием изменения среды обитания и подготавливающиеся медленными количественными изменениями, которые затем проявляются в виде скачкообразного возникновения новых качеств; свойства и признаки мутаций безусловно передаются по наследству. Такое содержание понятия мутации ближе всего стоит к категории раса, и мутации, по-видимому, представляют

* Термин «мутация» впоследствии употреблялся ботаником де Фризом в ином смысле — в смысле внезапных появлений новых наследственных свойств, которые по его мнению возникают независимо от влияния среды обитания. Мутации в понимании В. Ваагена иногда называют ваагенонами.

собой расы во времени. Ввиду этого можно было бы пользоваться лишь одним термином, например расой, обозначая этим словом как изменения в пространстве, так и изменения во времени. Однако это нежелательно, так как в этом случае теряется специфика изменений во времени, которую, наоборот, с точки зрения палеонтолога, следует подчеркивать. Рассматриваемые изменения во времени еще слабо изучены и термин «мутация» дает возможность выделять их среди явлений другого порядка.

Поскольку мутация в нашем понимании есть ни что иное как раса во времени, то ясно, что между этими категориями нет принципиального различия; здесь нет, следовательно, того противопоставления таксономических единиц в зоологии таковым в палеонтологии, которое характерно для взглядов В. Ваагена. В равной мере мы не разделяем также идеалистических взглядов последнего о том, что развитие мутаций управляется каким-то внутренним законом. Возникновение и развитие мутаций имеет вполне материалистическое объяснение.

Помимо известных работ В. Ваагена, М. Неймайра и др., посвященных вопросу о мутациях, большой интерес представляет работа Д. М. Раузер-Черноусовой [1929] о мутациях вида *Cardium edule* L. Автор выделяет ряд мутаций этого вида, отличающихся от типичных его представителей. Эти мутации по своему рангу неравноценны друг другу, причем одна из них уже почти достигла значения самостоятельного вида. Автор определенно высказывается в пользу взгляда о том, что причиной образования данного ряда мутаций являются изменения характера среды обитания.

Те трудности, которые в некоторых случаях встречается выделение рас в палеонтологии, на мутации распространяются в значительно меньшей степени. Мутации в большинстве случаев легко узнаются даже по мелким, но постоянным морфологическим отличиям, благодаря тому, что они обычно прослеживаются в разрезах в виде определенных серий, члены которых легко можно сравнивать между собой, и при этом обычно палеонтолог может учесть фактор относительного времени и установить ход экологических изменений. Подобно расам, мутации могут разбиваться на морфы. В тех случаях, когда переход между видами морфологически постепенный, можно предполагать наличие ряда мутаций, отражавшихся лишь в строении мягкого тела животного. В таких неясных случаях (аналогично тому, как это рекомендовано в отношении рас) вместо мутаций лучше выделять морфы. В типичных же случаях, когда есть возможность выделять мутации, дальнейшее более дробное деление последних (на морфы, формы и абберрации) лучше не давать, так как оно встречает большие затруднения и вряд ли может быть оправдано необходимостью. Дело в том, что существование мутации в типичном случае весьма кратко-временно и, кроме того, количество особей мутации, в сравнении с особями рас невелико. Палеонтолог обычно имеет в своем распоряжении относительно небольшой в количественном отношении материал для характеристики той или иной мутации, который не позволяет ему уверенно различать особенно мелкие внутривидовые подразделения.

Мутация в понимании В. Ваагена представляет собой весьма важную внутривидовую единицу, которую следует широко применять при построении конкретных филогенетических отношений.

П л е м я (natio мн. ч. nationes). Л. С. Берг дает следующее определение категории племени. «Чем подвид является в отношении вида, тем племя является в отношении подвида; другими словами, племя есть как бы подвид второго порядка» [1948, стр. 13].

Если подвиды обычно характерны для огромных зоогеографических областей или для больших частей последних, то племена имеют более узкие участки распространения. Между этими участками на палеонтологическом материале во многих случаях нелегко бывает провести границы, вследствие чего выделение племен становится затруднительным. Затруднения возникают при выделении племен у политипических видов широкого горизонтального распространения, в тех случаях, когда подвиды не установлены; в таких случаях лучше временно отказаться от выделения категории племя. Напротив того, в случае вида сравнительно узкого горизонтального распространения, например ограничивающегося Кавказской областью, выделение племен становится возможным.

Племена в типичном случае (при наличии полной серии соподчиненных подразделений) должны разбиваться на морфы.

В качестве примера рассматриваемого подразделения можно привести вид *Linotrigonia (Oistotrigonia) alekseitschiki* S a v e l., описанный автором из верхнего альба Мангышлака (за пределами этой области данный вид пока не встречен). Этот вид разбивается на два племена, из которых одно, более многочисленное и типичное [*L. (O.) alekseitschiki* S a v e l. natio *alekseitschiki* S a v e l. или natio *typical*], характерно для Северного Мангышлака, другое же, отличающееся от первого главным образом массивностью и большей выпуклостью раковины, характерно для Южного Мангышлака; это племя отмечено как *L. (O.) alekseitschiki* S a v e l. natio *keleberdyensis* S a v e l.

М о р ф а (morpha, мн. ч. morphae). Автор придает большое значение применению в палеонтологии негеографических внутривидовых единиц ввиду того, что они, как правило, более многочисленны и более часто встречаются, чем географические. Вид может не иметь ни подвидов, ни племен, но он всегда почти включает целую гамму негеографических подразделений, заставляющую задумываться стратиграфа и палеонтолога. Изучение этих подразделений имеет большое значение для правильного понимания границ вида. В качестве основных негеографических единиц следует принять категорию «раса», а также очень удобное для этой цели подразделение «морфа» (в понимании А. Семенова-Тяншанского). Такого рода единицы не могут быть понятиями чрезмерно узкими*, и морфа как раз удовлетворяет таким требованиям.

А. Семенов-Тяншанский следующим образом формулирует понятие морфы: «это — охватывающее обширные группы индивидов или — периодически — целые генерации, более или менее резкое отклонение основного типа вида или расы (расами данный автор называет подвиды — А. С.), вызванное резким изменением некоторых специальных условий существования, как, например, субстрата, отдельных элементов климата, пищи и т. д., — отклонение, более или менее стойко держащееся, пока длятся указанные измененные условия» [1910; стр. 21, 22].

Объективный критерий морфы, по мнению А. Семенова-Тяншанского, сводится к следующему.

1) Наличие свойственных отдельным генерациям или последовательным рядам генераций постоянных, но не всегда наследственных отличительных признаков (или признака), постоянных только при непрерыв-

* Здесь следует учесть наличие разнообразной специфики организмов различных классов, но несмотря на такое разнообразие таксономическое значение признаков должно оцениваться в одинаковых единицах.

вающемся или периодически регулярно повторяющемся воздействии определенных физических или химических факторов (климатических, почвенных, орографических, пищевых и др.).

2) Легкая возвращаемость видоизменения вне этих условий к родоначальной форме.

3) Отсутствие определенного ареала обитания; спорадичная и о в т о р я е м о с т ь видоизменения в области распространения родоначальной формы, т. е. в к р а п л е н н о с т ь м е с т е г о о б и т а н и я в ареал распространения основной формы (вида или расы), или же приуроченность его к определенному сезону в виде периодически повторяющейся формы» [1910; стр. 22].

По мнению А. Семенова-Тяншанского морфа является как бы первообразом подвида, еще не окрещенного и не достигшего стойкости в передаче своих особенностей по наследству.

В зависимости от характера факторов, вызывающих образование морфы, последняя может быть «почвенной или эдафической (*morpha edaphica*), термической (*m. thermica*), холодовой (*m. frigida*), горной (*m. montana*), альпийской (*m. alpestris*), высокогорной (*m. alticola*), водной (*m. lacustris*), теневой (*m. umbratilis*), сезонной (*m. periodica*) и т. д.» [1910; стр. 23]. Данная терминология, разработанная главным образом для наземных животных, показывает разнообразие типов морф. В палеонтологии, главным образом в палеозоологии беспозвоночных, которая имеет дело в основном с остатками морских животных, можно выделить ряд других типов, например морфы особей фаций, различных глубин, различной солености бассейнов и др. Д. Л. Степанов, давая характеристику морфы, указывает: «Палеонтолог в качестве морф может выделять серии отклоняющихся от типа особей, приуроченных к определенным фациям. Так, например, среди некоторых видов верхнепалеозойских брахиопод на Урале отчетливо выделяются морфы, приуроченные к рифовым фациям, отличающиеся от форм того же вида из нормальных слоистых известняков более крупными размерами» [1952; стр. 129].

Однако подробная разработка градаций морф и соответствующей терминологии, применительно к палеонтологии — дело будущего. Важно отметить наличие среди морф двух различных группировок (в данном случае подразумеваются морфы одного вида): одни морфы совместно не встречаются, являясь как бы антагонистами (например, морфы фаций), другие* же встречаются совместно и могут быть встречены в одном однородном слое одного обнажения или даже в одном образце. Как в том, так и в другом случае, на палеонтологическом материале отнюдь не всегда можно определить тип морфы, т. е. выяснить связь образования данной морфы с теми или иными условиями обитания; в особенности трудно установить тип совместно встречающихся морф. Могут возразить, что если мы не в состоянии на каком-либо этапе полностью выяснить происхождение тех или иных морф, то мы тем самым лишаемся права их выделять. Неправильность такой точки зрения видна уже из следующих соображений, основанных на аналогии: виды в палеонтологии (да и вообще в биологии) в подавляющем большинстве случаев выделяются

* Причины образования этих морф пока неизвестны. Они обособляются в силу таких различий условий обитания, которые могут проявляться в одном пункте и сравнительно быстро сменять друг друга во времени. Возможно, например, что данные морфы принадлежат различным поколениям, условия существования которых были несколько различными в силу изменившегося пищевого, температурного или какого-либо другого фактора.

независимо от вопроса о причинах их образования. Этот вопрос почти всегда возникает после выделения вида или же вообще не ставится. Его откладывают в связи с недостатком или отсутствием данных. Такая практика, несмотря на ее недостатки, имеет уже то положительное значение, что позволяет накопить огромный материал по систематике организмов. Таким образом, исходя из этой аналогии, следует допустить возможность выделения морф в палеонтологии даже в тех случаях, когда вопрос о причинах их образования еще не вполне ясен, отодвигая окончательное его решение на будущее.

В качестве критериев морфы в палеонтологии можно выделить ряд факторов и соображений:

- 1) морфологические особенности, являющиеся, как и при выделении других систематических единиц, главным критерием;
- 2) фациальные особенности отложений и другие данные, которые могут служить указанием о характере среды обитания;
- 3) отсутствие сплошного ареала распространения (вкрапленность мест обитания в область распространения географических категорий или вида в целом).

К этому следует добавить, что выделение морф только тогда становится убедительным, когда оно сопровождается подробным изучением нижестоящих категорий, т. е. индивидуальной изменчивости, форм и aberrаций. Как и раса, морфа характеризуется значительным изменением* комбинации разнородных признаков (например, формы раковины и скульптуры), либо одного особенно существенного признака, в то время как формы и aberrации характеризуются в основном отклонением лишь одного признака, причем, если это отклонение касается важного признака, оно имеет незначительную амплитуду, если же изменяется второстепенный признак, то изменение это может достигать значительных размеров.

Примером может служить альбский вид *Inoceramus sulcatus* P a r k., много раз описывавшийся на материале различных областей Западной Европы; он часто встречается также в Советском Союзе. Как показали исследования автора [1956], этот вид существовал в виде двух резко выделяющихся и одинаково часто встречающихся в ископаемом состоянии антагонистических морф. Типичная из этих морф (*morpha typica***) отличается от другой морфы (*morpha aequaliplicata* S a v e l.)*** неправильными радиальными складками, неглубоким луночнообразным углублением впереди макушки и более резко неравносторонней раковинной. Характерно для этих морф то, что они совместно либо не встречаются, либо встречаются исключительно редко; экземпляры с переходными признаками также встречаются редко. Каждая из этих морф была встречена автором во многих небольших и как бы перемежающихся районах Мангышлака, но никогда эти морфы не отмечались совместно. Каждое из этих видоизменений имеет свои ряды изменчивости и отклонения, почти не распространяющиеся на признаки другого видоизменения. Эти данные, если их сопоставить с вышеперечисленными отличиями, охваты-

* Следует отметить, что морфологические изменения морфы обычно несколько менее резки по сравнению с изменениями расы.

** Эта морфа, к которой относится и голотип вида, была до автора описана как *I. sulcatus* P a r k. многими палеонтологами, в том числе: Parkinson, 1918, стр. 59, табл. 1, фиг. 5; Sowerby, 1821, стр. 343, 344, табл. 306; Deshayes, 1831, стр. 62, табл. 12, фиг. 7; Семенов, 1899, стр. 61, табл. 1, фиг. 17.

*** Эта морфа была описана как *I. sulcatus* P a r k. многими авторами, в том числе: Orbigny, 1846, стр. 504, табл. 403, фиг. 3—5; Goldfuss, 1866, стр. 55, табл. CX, фиг. 1; Wolleman, 1903, стр. 273, табл. VI, фиг. 10.

вающими комбинацию разнородных признаков, дают возможность относить эти видоизменения к категории морфы. Выделенные морфы, поскольку они являются антагонистами, связаны с какими-то несовместимыми в одном пункте различиями условий обитания, какими именно — осталось невыясненным.

Отклонение (aberratio, мн. ч. aberrationes). Как уже указывалось выше, отклонения и формы представляют собой понятия, настолько близкие к изменчивости вообще, что их можно считать частными случаями последней.

Объективный критерий отклонения и формы, по А. Семенову-Тяньшанскому, состоит в следующем [1910; стр. 24]:

«1) Присутствие одного или нескольких несущественных (обыкновенно цветowych, реже скульптурных или других), но иногда и очень резких структурных признаков, неодинаково развитых у разных особей даже из потомства одной самки; полная, следовательно, неустойчивость этих признаков в рядах индивидов и генераций.

2) Отсутствие прямой наследственности в передаче, в природных условиях этих признаков, часто зависящих от случайных влияний в разных стадиях развития (как яйцо, личинка, нимфа у насекомых) на часть или на единичных особей данного потомства.

3) Независимость или слабая зависимость их от географических условий, так как aberrации наблюдаются в одно время и в одном месте с типичной формой вида, расы или морфы».

Собственно отклонения отличаются от так называемой индивидуальной изменчивости тем, что они касаются признаков, не входящих в состав изменений, на основании которых устанавливаются наиболее выделяющиеся ряды индивидуальной изменчивости основной массы особей морфы или другой более старшей единицы. Отклонения наблюдаются у видов с особенно интенсивной и разносторонней изменчивостью, которая не может быть выражена лишь обычными рядами индивидуальной изменчивости. Крайние типы изменений, выходящие за пределы наиболее выделяющихся рядов индивидуальной изменчивости, и обозначаются в качестве отклонений. Обычно количество экземпляров отклонений бывает ничтожно по отношению к количеству экземпляров основной массы особей вида. Еще бóльшую редкость представляют переходные экземпляры между отклонениями и типичными экземплярами.

Отклонения можно обозначить либо буквами греческого алфавита, как предлагает А. Семенов-Тяньшанский, или же при помощи латинских названий, отображающих характер изменений.

Примером может служить отклонение *Korobkovitrigonia korobkovi* *S a v e l. aberr. aviformis* *S a v e l.*, выделенное автором [1958]. Данное отклонение отличается от экземпляров основной массы имевшихся в нашем распоряжении створок незначительными, но резко бросающимися в глаза оригинальными особенностями скульптуры: первое заднее ребро описывает два малых полукруга (в противоположность типичным экземплярам, у которых все задние ребра, в том числе и первое, описывают один широкий полукруг), обращенные выпуклостью в сторону окончания кила. Из числа 135 экземпляров вида *Korobkovitrigonia korobkovi* *S a v e l.*, имеющих в коллекции автора, только три экземпляра относятся к данному отклонению.

Форма (forma, мн. ч. formae). Л. С. Берг следующим образом определяет понятие формы [1948; стр. 14]: «Под именем форм (forma) понимаются такие уклонения, которые закономерно появляются у раз-

ных таксономических единиц, иногда принадлежащих даже разным видам». Эта повторяемость у разных таксономических единиц и является свойством, отличающим форму от отклонения. Ранг форм и отклонений следует считать более или менее одинаковым, поэтому выделение одного из этих подразделений внутри другого нежелательно.

Интересные соображения в отношении категории «форма» приводит Д. Л. Степанов [1952; стр. 129]: «Термином «форма» представляется целесообразным обозначать явления диморфизма или полиморфизма, проявляющиеся среди особей, происходящих из одного и того же биотопа. Такие отклонения нередко возникают параллельно в пределах различных видов одного рода. Так, в ряде видов продуктид можно выделить параллельные серии крупных и карликовых или широких и узких форм, которые соответственно и могут обозначаться как *f. major* и *f. minor* или *f. lata* и *f. angusta*. У многих видов ринхонеллид наблюдается диморфизм, проявляющийся в наличии форм со вздутой и уплощенной раковиной».

«Интересной задачей, возникающей перед палеонтологом, имеющим дело с подобными проявлениями диморфизма, является биологическое их истолкование. Обращаясь к приведенным примерам, можно видеть, что мы встречаемся при этом с явлениями различного порядка. Диморфизм у некоторых продуктид (маргинифер), проявляющийся в совместном нахождении индивидов нормального размера и карликовых экземпляров, имеющих раковину, геометрически подобную таковой взрослых форм, пытались объяснять половыми различиями (Гарвуд, Мюир-Вуд). Такое объяснение едва ли может быть принято, и это явление, по-видимому, правильнее связывать с воздействием факторов внешней среды».

Формы, подобно отклонениям, можно обозначать латинскими словами.

У р о д с т в о (*monstrositas*, мн. ч. *monstrositates*) или **а н о м а л и я** (*abnormites*, мн. ч. *abnormitates*). Этим термином следует обозначать разнообразные незакономерные отклонения от нормы патологического или травматического характера. При палеонтологическом описании те из аномалий, которые являются единичными и носят чисто индивидуальный характер, следует отмечать, не давая им, однако, специальных латинских названий. Напротив, последние желательно применять для обозначения аномалий или уродств, которые имеют, или могут иметь массовое распространение. Следует отметить, что строгое соблюдение правила приоритета в отношении этих названий весьма затруднительно, ввиду большого разнообразия уродств, не позволяющего точно отождествлять даже изменения более или менее сходного характера.

Примером аномалии, которая может иметь массовое распространение (т. е., которая может оказаться не единичной) может служить аномалия *Korobkovitrigonia korobkovi* S a v e l. *abnormites neotenica* S a v e l., отмеченная автором [1958]. Раковина данной аномалии, по возрасту относящаяся к третьей стадии роста (стадии роста выделялись автором на основании определения возраста экземпляров по годовым кольцам роста), по ряду важнейших признаков (форма, толщина, скульптура и внутреннее строение) сходна с экземплярами первой и второй стадий роста.

Р а з н о в и д н о с т ь (*varietas*, мн. ч. *varietates*). Это наиболее старая, но в то же время и наиболее неопределенная внутривидовая категория. Длительное время она употреблялась в биологии и, особенно, в палеонтологии в столь широком смысле, что фактически охватывала чуть ли не все видоизменения. В лучшем случае ею обозначались подвиды, племена, расы, мутации и морфы, в худшем же все остальные кате-

гории, включая не только проявления изменчивости, но даже возрастные изменения и уродства. В настоящее время термин разновидность или вариегат почти утратил определенное биологическое содержание и таким образом в значительной мере потерял научное значение, в силу чего дальнейшее его применение в прежнем широком значении может принести не пользу, а вред. Этот взгляд (выше он не раз уже нами подчеркивался) разделяется большинством передовых современных биологов и палеонтологов. Отчасти он нашел свое отражение в Большой советской энциклопедии, где категория «вариегат» охарактеризована в качестве термина устаревшего. После сделанного обзора внутривидовых категорий становится очевидным, что термину «вариегат» (если рассматривать этот вопрос с принципиальной точки зрения) нет места во внутривидовой систематике. Несмотря на это и в настоящее время находятся защитники термина «вариегат» в прежнем понимании, мотивирующие свою точку зрения «удобством» данного термина. Это удобство, однако, на деле имеет весьма двусмысленный характер — оно позволяет отмахнуться от действительно научной разработки внутривидовой систематики.

Несмотря, однако, на все недостатки устаревшего термина «вариегат», полностью от него в настоящее время отказываться пока не следует. Термин этот необходимо сохранить, сильно ограничив его содержание и применение употреблением в тех неясных случаях, когда по ряду причин (плохая сохранность или ограниченность материала, недостаточно четкая геологическая документация) точное определение внутривидовой категории затруднено. При таких обстоятельствах термин «вариегат» может временно заменять внутривидовые подразделения от подвида до морфы; его, однако, следует стараться не распространять на категории формы и отклонения (в противном случае возникает несоответствие: категории «форма» и «отклонение» не являются систематическими единицами, поэтому формально правило приоритета на них не распространяется, в то время, как на категорию «вариегат» это правило распространяется). В связи с таким ограничением применения термина *varietas* следует отказаться от широкого употребления его русского синонима («разновидность») для обозначения самых разнообразных внутривидовых подразделений, как это принято у палеонтологов. Такое употребление слова «разновидность» делает его неопределенным, значение его как термина теряется. В качестве слова свободного пользования (потребность в таком слове в языке палеонтолога ясно ощущается), служащего для обозначения внутривидовых подразделений всех рангов, как систематических, так и несистематических, мы предлагаем употреблять слово «видоизменение». Таким образом, язык палеонтолога очистится от неправильного употребления термина «разновидность».

Палеонтолог должен стремиться выделять вполне определенные внутривидовые категории, если же это затруднительно, он может выделить вариегат, причем желательно, чтобы он дал при этом хотя бы провизорные указания о том, к какой внутривидовой таксономической единице этот вариегат приближается. Старые вариегаты (описанные предшественниками), в тех случаях, когда характер материала это позволяет, необходимо переописывать, относя их к тем внутривидовым категориям, которым они соответствуют.

И н д и в и д у а л ь н а я и з м е н ч и в о с т ь. Изменчивость или, точнее, индивидуальная изменчивость в настоящее время является обязательным пунктом палеонтологического описания. К сожалению, однако, изучение изменчивости в большинстве случаев сводится к весьма лако-

ничной фиксации характера колебаний различных признаков без количественного учета и систематизации фактов. В этом по-прежнему сказывается недооценка значения изменчивости.

Особенно велика роль изучения изменчивости при установлении внутривидовых подразделений. При выделении последних следует идти от низшего к высшему, и началом должно служить изучение индивидуальной изменчивости, которое дает палеонтологу определенное представление о внутривидовом разнообразии вида, позволяет правильно оценивать различные видовые признаки и дает дополнительный критерий к установлению форм и отклонений, после чего можно уверенно приступить к выделению других внутривидовых категорий более высокого ранга.

При изучении индивидуальной изменчивости следует точно учитывать колебания различных признаков, производя многочисленные измерения, на основании которых выводить средние данные и пределы колебаний различных величин и их отношений. Но вместе с тем необходимо установить главные черты изменчивости того или иного вида, что достигается путем построения так называемых рядов индивидуальной изменчивости. Таких рядов можно было бы построить очень большое число в зависимости от разнообразия признаков, которые можно положить в их основу, но задача состоит в выявлении главных рядов, таких рядов, которые, с одной стороны, дают ясное представление об изменении главных видовых признаков, с другой — позволяют резче оттенить различия между внутривидовыми категориями. Для пелеципод, например, очень полезно выделять ряды изменчивости по форме раковины, причем параллельно следует изучать и возрастные изменения. Форма раковины у пелеципод обычно является важным видовым признаком, но в то же время она подвержена большой изменчивости. Построение рядов изменчивости по данному признаку выясняет пределы его колебаний и намечает закономерности изменения формы раковины. Такого рода ряды изменчивости желательно иллюстрировать схематическими рисунками.

В о з р а с т н ы е и з м е н е н и я. Наряду с изучением изменчивости и всегда параллельно с нею следует изучать возрастные изменения. Известно, что в результате пренебрежения последними нередко возникают грубые ошибки: даются неправильные диагнозы, один вид часто описывается как ряд видов, разные виды отождествляются. Возрастные изменения интересны также и в том отношении, что нередко проливают свет на филогенетические отношения видов.

В процессе палеонтологических исследований с целью разграничения видов или внутривидовых таксономических единиц палеонтолог сравнивает различные экземпляры; эти сравнения, однако, только тогда дают эффективные результаты, когда сравниваются одновозрастные экземпляры. Для того, чтобы следовать этому правилу, палеонтолог должен уметь хорошо различать фазы возрастных изменений.

Ценных результатов можно достичь путем выделения определенных стадий роста, обоснованных четким критерием. Так, автор, изучая возрастные изменения нижнемеловых тригоний [1955, 1958], на основании определения возраста экземпляров по годовым кольцам выделял у разных видов стадии роста. Эти стадии были подробно описаны, охарактеризованы цифровыми данными и иллюстрированы рисунками и графиками, показывающими корреляцию признаков. Для каждой стадии был указан этап (возрастной тип). Термин этот введен автором [1955] для обозначения типичного экземпляра определенной стадии роста, выделенной на основании точных данных (по годовым кольцам). Этап подобно

голотипу, как правило, избирается из числа экземпляров, относящихся к преобладающему ряду изменчивости, если такие ясно намечаются внутри вида. Эта стадия вполне взрослой стадии (но без резких старческих признаков) одновременно является и голотипом вида. Выделенные стадии дают ясное представление об изменении признаков в зависимости от возраста и устанавливают возрастные признаки, характерные для отдельных видов. Тем самым был получен ясный критерий для оценки видовых признаков, что дало возможность более уверенно проводить границы между видами, а также выделять различные внутривидовые категории. Изучение возрастных стадий производилось автором в неразрывной связи с изучением индивидуальной изменчивости и внутривидовых подразделений.

3. ВНУТРИВИДОВЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ВИДООБРАЗОВАНИЕ

Вопросы внутривидовой систематики нельзя рассматривать в отрыве от других общих вопросов биологии, в частности, от проблемы видообразования. Это вполне естественно, ибо, как писал Ч. Дарвин: «Всякая правильная классификация есть классификация генеалогическая». Это в основном, правда, относится к надвидовой систематике, но совершенно ясно, что и внутривидовые категории необходимо рассматривать с точки зрения их динамики, движения во времени.

Какова же роль внутривидовых категорий при видообразовании? Вопрос этот был поднят Т. Д. Лысенко [1952], мнение которого в основном сводится к следующему: разновидность* — есть форма существования вида, ступенью в видообразовании она служить не может, ибо при видообразовании старый вид непосредственно переходит в новый вид, причем тот и другой разделены скачком, который отвечает первичному пробелу; этот скачок является особым рода красной чертой — какие бы изменения не происходили по обе ее стороны с внутривидовыми категориями, они, по-видимому, не имеют никакого отношения к видообразованию.

Итак, один вид переходит в другой без каких бы то ни было промежуточных образований и предшествующих явлений, отражающихся на видоизменениях. Этот пример и эти выводы, кстати требующие проверки, как известно, получены на материале изучения культурных растений. Если же попытаться найти некоторую аналогию в естественной природе, то такой пример до некоторой степени (однако, не вполне!) соответствует видообразованию в случае монотипического вида, не имеющего географических категорий. Переход монотипического вида в другой вид вполне возможен, но это, во-первых, частный случай, а, во-вторых, и здесь видообразованию предшествует развитие различных внутривидовых категорий, часть которых, с точки зрения развития, безусловно следует считать стадиями видообразования. Кроме того, нельзя выводы, полученные на основании исследования биологии культурных растений, механически переносить на биологию вообще.

Общие вопросы видообразования, несомненно, удобнее всего рассматривать на примере политипических видов, ибо в этом случае мы сталкиваемся с большим разнообразием явлений и с более типичными чертами

* Под разновидностью упомянутый автор понимает то, что мы предлагаем обозначить словом «видоизменение».

динамики развития, наблюдающейся в естественной природе. Рассмотрим же некоторые вопросы видообразования на примере большого политипического вида. Пример этот иллюстрируется рис. 3, на котором схематически представлены наиболее существенные черты изменений вида в пространстве и времени.

Самые низшие из внутривидовых категорий, такие как формы, отклонения и крайние члены рядов индивидуальной изменчивости, не могут непосредственно (без промежуточных образований) давать начало новым видам, так как они растворяются в огромной массе остальных (типичных)

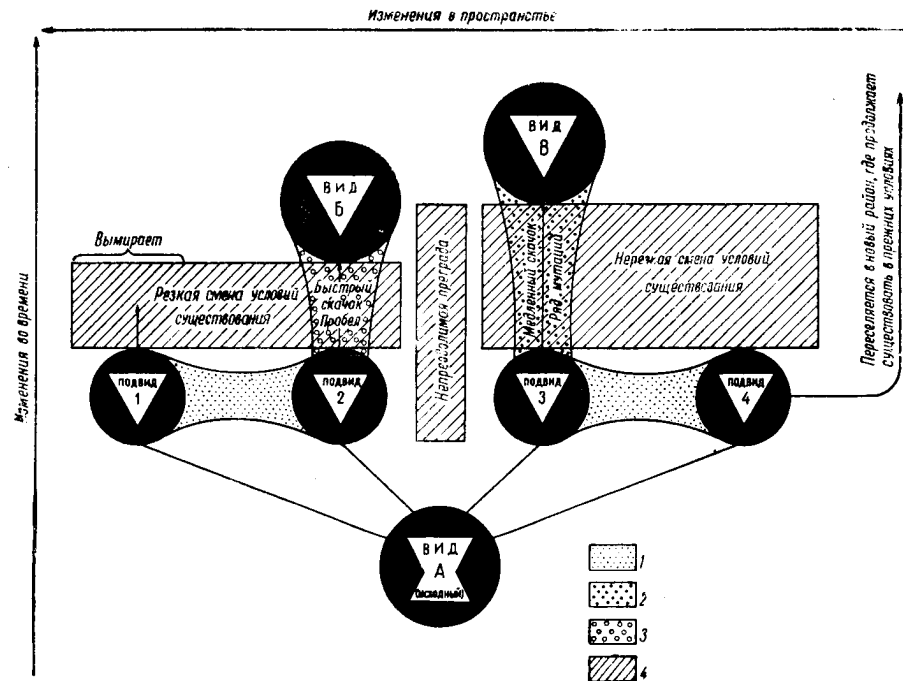


Рис. 3. Вид в пространстве и времени. Схема видообразования.

1 — постепенный переход морфологических и физиологических особенностей; 2 — переход с образованием ряда мутаций; 3 — переход с пробелом (переходные образования отсутствуют); 4 — смена условий существования.

особей. Связывать непосредственно видообразование с этими категориями так же невозможно, как полагать, что путем добавления капель раствора соли в большой бассейн проточной воды можно изменить соленость последнего. Видообразование только тогда начинает идти быстрыми шагами, когда изменения охватывают более или менее значительные массы особей, что имеет место уже при образовании морф. Однако и морфы до тех пор, пока они прочно не закреплены наследственностью, не могут дать начало новому виду. Таким образом, только лишь расы и племена, а также мутации (в понимании В. Вагнера) и подвиды, образуя последовательные ряды, могут переходить в новые виды. Образование нового вида из старого мономорфного вида, как нам представляется, также возможно только лишь с помощью стадии расы или нескольких рас (мутаций). Однако типичным случаем видообразования следует считать образование вида через подвид, т. е. через географическое видоизменение. На рис. 3 представлен полиморфный вид А, разделившийся на четыре подвиды, каждый

из которых в дальнейшем может подвергнуться особым изменениям. Все подвиды вначале связаны друг с другом и дают промежуточные образования (это показано на рисунке точечной штриховкой). Предположим, однако, что в дальнейшем подвиды 1 и 2 оказались отделенными от подвидов 4 и 5 некоторой непреодолимой географической преградой. Эта преграда, во-первых, не позволяет названным парам подвидов смешиваться, что уже в значительной мере благоприятствует их обособлению, во-вторых, она может способствовать возникновению совершенно различных условий существования для каждой пары видов. Предположим, что условия существования подвидов 1 и 2 резко изменились; при этом один из подвидов, который не смог приспособиться к этим изменениям, полностью вымирает, другой же подвид переходит в вид Б, причем образование этого вида сопровождается быстрым скачком. Теперь возьмем вторую пару подвидов (подвиды 3 и 4). Предположим, что здесь имело место очень постепенное изменение условий существования. При этом один из подвидов переходит в вид В, причем это видообразование сопровождается медленным скачком с образованием ряда мутаций. Другой подвид переселяется (медленность изменений это позволяет) в новый район, где продолжает существовать в прежних или более или менее сходных условиях; вид А, следовательно, продолжает существовать только в форме этого подвида. Понятно, что при превращениях последних трех подвидов участие всех их категорий в процессе видообразования не обязательно. Некоторые категории могут исчезнуть, не дав никаких родичей.

Таким образом, мы видим, что теоретически легко можно допустить, что судьба разных подвидов политипического вида может быть различной. Напротив, совершенно невозможно допустить непосредственный и полный переход политипического вида со всеми его географическими и негеографическими категориями в новый вид. Ни в условиях существования на нашей планете, ни в свойствах органического живого вещества мы не знаем таких сил, которые бы оправдывали подобное допущение. Мы должны сделать и еще один важный вывод из разобранных примера: образованию нового вида всегда предшествует образование различных внутривидовых категорий, которые с точки зрения развития можно рассматривать в качестве стадий или этапов видообразования. Чем больше вид имеет видоизменений, в особенности географических, тем лучше он приспособлен к жизни, тем больше у него шансов одержать победу в борьбе за существование, дать начало другому виду (или нескольким видам) либо, наконец, мигрировать в случае наступления неблагоприятных условий.

Следует подчеркнуть, что процесс видообразования, вызываемый изменением среды обитания, усиливается фактором естественного отбора наиболее приспособленных, который в разнообразных формах постоянно действует в природе. Обратной стороной воздействия этого фактора является быстрое или постепенное вымирание более пассивных по темпам своей эволюции популяций вида.

Одним из наиболее важных и в то же время наименее изученных сторон видообразования является вопрос о скачке. В настоящее время многие передовые зоологи, ботаники и палеонтологи полагают, что видообразование сопровождается скачком, который мыслится как переход медленных количественных изменений в быстрые качественные. Действительно, имеются все основания считать этот взгляд правильным. Скачок соответствует первичному пробелу (переходные образования отсутствуют), который в дальнейшем может усилиться так называемым вторичным пробелем.

лом, объясняющимся вымиранием тех внутривидовых категорий двух родственных видов, которые показывают их близость.

До сих пор, к сожалению, работ, посвященных изучению скачка на конкретном материале видообразования в естественных условиях сравнительно мало, что объясняется весьма большими трудностями, с которыми сопряжены такого рода исследования. Что же касается экспериментальных данных и выводов, полученных на основании изучения биологии культурных растений и домашних животных, то их, во-первых, не всегда возможно переносить на естественную природу, а, во-вторых, они часто возбуждают различные сомнения. Это, в частности, касается очень интересных работ Т. Д. Лысенко [1948, 1952], показавших скачкообразный переход (под влиянием изменений условий существования) различных видов культурных растений в другие виды (твердая пшеница переходит в мягкую пшеницу или рожь, пшеница переходит в ячмень, овес и овсюг; есть и другие примеры). Если даже эти факты правильны, то все же остается сомнительной законность аналогии, которая здесь проводится между данными фактами и видообразованием в естественных условиях. В самом деле, возьмем пример: пшеница переходит в рожь, причем рожь может обратно перейти в пшеницу. Во-первых, в данном случае мы не получаем действительно нового вида, напротив, здесь и во всех других случаях такого рода «видообразований» среди культурных растений образуются старые, давно культивируемые человеком виды, свойства которых (очевидно еще слабо изученные агробиологами) могут сильно отличаться от свойств дикорастущих растений. Во-вторых, «видообразование» здесь происходит так быстро, что если бы в естественных условиях существовало хотя бы слабое подобие таких темпов видообразований, мы постоянно бы видели в природе бесчисленные переходы одних видов в другие, чего однако не наблюдается. Кроме того, в приведенных примерах оказывается возможным развитие вспять: вид А переходит в вид Б, но последний с такой же легкостью может вновь перейти в вид А. Таким образом, здесь «видообразование» идет по схеме песочных часов, для которой нет и не может быть прямой аналогии в естественных условиях, в особенности же в мире животных. Следует, кроме того, подчеркнуть, что если бы подобные явления действительно происходили в естественных условиях, то именно палеонтолог первым должен был бы на них натолкнуться, констатируя в ряде случаев перемежаемость каких-то видов А и Б в вертикальном разрезе отложений. Однако палеонтология не знает ни одного факта подобного рода. Упомянутые работы Т. Д. Лысенко, однако, по-видимому, могут служить косвенным подтверждением скачкообразности развития органического мира и первенствующей роли в процессе эволюции изменений условий существования.

Большой интерес представляют исследования Г. А. Шмидта [1947], посвященные изучению скачка при видообразовании в естественных условиях. Этот автор, изучая видообразование у немертин и рыбных пиявок, пришел к выводу о скачкообразности данного процесса и полной его зависимости от перемен условий обитания. Автор формулирует свои выводы следующим образом: «Размер скачка определяется, в основном, различием между прежними и новыми экологическими отношениями. В каждом отдельно взятом этапе образования нового вида следует различать три основных фазы: а) период накопления внутривидовых изменений, б) период перехода от прежних экологических отношений к новым, в) период усовершенствования морфо-физиологических особенностей соответственно новым экологическим отношениям вида. Первая и

третья фазы характеризуются длительностью и постепенностью, вторая — скачкообразным характером изменений» [1947; стр. 99].

Весьма интересно, что изучая образование одного вида немертин (*Lineus ruber*), Г. А. Шмидт склоняется к мысли, что в данном случае имели место два скачка [Г. А. Шмидт, 1947, стр. 85]. Нам представляется, что промежуточное видоизменение, ограниченное этими двумя скачками, с полным правом можно считать мутацией в понимании В. Ваггена. Легко можно допустить, что в природе многочисленность скачков и, следовательно, мутаций, при видообразовании является вовсе не исключением, а скорее правилом.

На основании некоторых данных биологии, подобных приведенным в работе Г. А. Шмидта, а также палеонтологических материалов, необходимо допустить возможность существования в природе по крайней мере двух типов скачков при видообразовании: скачков быстрых и скачков медленных. Примером быстрого скачка может служить образование вышеуказанного вида немертин, по Г. А. Шмидту, которое очевидно сопровождается образованием некоторой промежуточной мутации. Быстрый скачок, объясняющийся быстрой сменой условий существования, показан на рис. 3 на примере образования вида Б. По мысли автора, он может сопровождаться образованием одной или нескольких последовательных мутаций, разделенных скачками, которые соответствуют первичным пробелам. На такие представления наводят отличия (зачастую очень большие), замечающиеся между двумя родственными видами, из которых один возможно является предковым. В таких случаях трудно представить себе видообразование, сопровождающееся только лишь одним скачком.

Труднее всего, однако, доказать наличие скачка, в особенности быстрого, на палеонтологическом материале, так как отвечающий скачку первичный пробел противники скачков всегда могут объяснить наличием вторичного пробела, т. е. несовершенством геологической летописи. Палеонтология располагает огромным количеством фактов, которые следует истолковывать в смысле видообразований, сопровождающихся медленными скачками. В данном случае имеются в виду факты «постепенного» перехода одного вида в другой. Постепенность эта в одних случаях имеет ярко выраженный прерывистый характер, в других же случаях она характеризуется действительно постепенными морфологическими изменениями. В первом случае мы имеем дело с сериями последовательно сменяющих друг друга мутаций (или рас во времени), хорошо проявляющимися в морфологическом строении, во-втором же случае следует предположить наличие аналогичных серий мутаций, отражающихся лишь в строении мягкого тела животного; последний случай можно назвать скрытым скачком. Скрытый скачок, впрочем, можно допускать как при медленном, так и при быстром видообразовании. На существование «скрытого скачка», не применяя однако употребленного здесь выражения, указывают В. Е. Руженцев [1953; стр. 32] и Д. Л. Степанов [1952; стр. 124].

Медленный скачок иллюстрируется нами на примере образования вида В (рис. 3). Существование такого скачка, подтверждающееся данными палеонтологии, можно обосновать и путем некоторых логических построений: медленность его всецело зависит от медленности и постепенности смены условий существования; более быстрый темп видообразования в данном случае был бы вреден для животного, да он и невозможен, так как стимул для быстрых изменений здесь отсутствует. Мутации,

образующиеся при медленном скачке, также отделены друг от друга скачками, соответствующими первичным пробелам. Таким образом, медленный скачок в сущности представляет собой более или менее длинный ряд мелких скачков, амплитуды которых значительно уступают амплитудам при быстрых скачках.

Следует подчеркнуть, что видообразование, в особенности при медленном скачке, процесс длительный; он, несомненно, в большинстве случаев охватывает десятки и сотни тысяч лет.

Изучение медленных и скрытых скачков на палеонтологическом материале сопряжено с большими трудностями. Здесь на помощь исследователю может прийти вариационная статистика, так как экземпляры мутаций, как правило, менее многочисленны, нежели типичные экземпляры тех видов, которые эти мутации связывают.

Процесс видообразования представляет собой одну из сложнейших проблем биологии. Естественно, что здесь еще много неясного, проблематичного. Многие стороны этой проблемы, безусловно, могут быть освещены благодаря изучению внутривидовых подразделений. Только изучив во всей полноте внутривидовые подразделения, можно составить себе ясное представление о границах того или иного вида и о его изменениях в пространстве и времени. Занимаясь внутривидовыми подразделениями, палеонтолог сталкивается со многими неясными вопросами видообразования, для решения которых может быть получен новый интересный материал. Изучение внутривидовой систематики, как это следует из всего вышеизложенного, сопряжено с применением разнообразных методов, помимо чисто морфологического, и методы эти необходимо всячески совершенствовать.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. Вып. 1, Тр. ГК, нов. сер., вып. 152, Петроград, 1916.
- Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. Часть 1, 1948.
- Гербицкий Н. Л. Внутривидовая биологическая дифференциация и ее значение для вида в мире рыб. Вестн. Лен. гос. ун-та, сер. биол., № 21, вып. 4, 1957.
- Лысенко Т. Д. О положении в биологической науке. Доклад на сессии Академии сельскохозяйственных наук им. В. И. Ленина, 1948.
- Лысенко Т. Д. Новое в науке о биологическом виде. Сельхозгиз, 1952.
- Материалы палеонтологического совещания по палеозою. АН СССР. Палеонтологический институт и Институт геологических наук, 1953.
- Раузер-Черноусова Д. М. Об одном ряде мутаций *Cardium edule* L. Изв. Асс. науч.-исслед. ин-тов при физ.-мат. ф-те МГУ, т. 11, № 1, 1929.
- Раузер-Черноусова Д. М. О низших таксономических единицах в систематике фораминифер. Вопросы микропалеонтологии. АН СССР. Отдел. геол.-географ. наук, Геологический институт, т. I, 1956.
- Руженцев В. Е. Основные вопросы палеозоологической систематики в свете мичуринской биологии. Материалы палеонтологического совещания по палеозою. АН СССР. Палеонтологический институт и Институт геологических наук, М., 1953.
- Савельев А. А. К изучению фауны и стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 14, 1955.
- Савельев А. А. О нижнемеловых пелециподах Мангышлака и Южной Эмбы. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 15, 1956.
- Савельев А. А. О внутривидовых подразделениях в связи с проблемой видообразования. Авторефераты научн. тр. ВНИГРИ, вып. 16, 1956.
- Савельев А. А. Нижнемеловые тригонииды Мангышлака и Западной Туркмении (с очерком систематики и филогении семейства). Труды ВНИГРИ, вып. 125, 1958.
- Сарычева Т. Г. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктид. Тр. ПИН АН СССР, т. XVIII, 1949.

- Семсенов-Тяншанский А. Русское энтомологическое обозрение. Т. VI, 1906, стр. 78, 109.
- Семсенов-Тяншанский А. Таксономические границы вида и его подразделений. Опыт точной категоризации низших таксономических единиц. Записки Импер. АН, сер. VIII, отдел. физ.-мат., т. XXV, № 1, СПб, 1910.
- Семсенов В. П. Фауна меловых образований Мангышлака и некоторых других пунктов Закаспийского края. СПб, 1899.
- Степанов Д. Л. Некоторые вопросы палеонтологической систематики. Вест. ЛГУ, № 10, 1952.
- Степанов Д. Л. Некоторые важные вопросы палеонтологии. Вест. ЛГУ, № 7, 1953.
- Сухов К. С. Видообразование у вирусов. Изв. АН СССР, сер. биол., № 3, 1953.
- Федотов Д. М. О проблеме вида в палеонтологии и зоологии. Палеонтологическое обозрение. Приложение к Трудам Палеонтологического института АН СССР, вып. 2, 1940.
- Фредерикс Г. Хориститы и хориститоподобные спириферы из Мяксова. Изв. АН СССР, 1926.
- Шмидт Г. А. К проблеме скачка в эволюции. Ж. общей биологии, т. VIII, № 2, 1947.
- Deshayes. Description des Coquilles caractéristiques des terrains. Paris, 1931.
- Goldfuss A. Petrefacta Germaniae. Vol. 11, Düsseldorf, 1866.
- Orbigny A. Paleontologie Francaise. Terrains cretaces. Vol. III, Lamel-libranches, Paris, 1844—1847.
- Parkinson T. Remarks on the Fossils collected by Mr. W. Phillips near Dover and Folkston. Transactions of the Geological Society. Ser. 1, vol. V, 1819.
- Sowerby T. Mineral Conchology of Great Britain. London, 1812—1846.
- Waagen W. Die Formenreihe des Ammonites subradiatus, Benecke's geognost. Palaeontol. Beiträge, Bd. 11, 1869.
- Wollemann A. Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gault (Antien und Albien). Lahrh. der Königl. Preuss. Geolog. Landesanst. und Bergakademie. Bd. XXVII, Heft 2, 1903.

Палеонтологический сборник, 2

В. С. СОКОЛОВ

**ПЕРМСКИЕ КОРАЛЛЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ОМОЛОНСКОГО МАССИВА**

(с общим обзором плерофиллоидных ругоз)

ВВЕДЕНИЕ

Среди немногочисленных местонахождений пермских кораллов в азиатской части СССР новые находки на северо-востоке СССР представляют особый интерес, так как до недавнего времени считалось, что кораллов здесь нет и что их отсутствие, вместе с отсутствием фузулинид, является характерной зоогеографической особенностью обширного пермского бассейна всей северо-восточной Азии.

Описываемые ниже кораллы были впервые обнаружены геологом В. М. Заводовским во время исследований 1941, 1946, 1948 и 1957 гг. Происходят они из бассейна р. Гижиги (разрез по р. Хивач), стекающей с Колымского (Гыдан) хребта и впадающей в Охотское море (залив Шелехова); местонахождение кораллов находится в 7—8 км к югу от водораздела рр. Гижиги и Омолон. Разрез пермских отложений этого района, детально расчлененный и описанный В. М. Заводовским, характеризуется разнообразной и прекрасно сохранившейся фауной (брахиоподы, гастроподы, пелециподы, аммониты, а также кораллы и мшанки и мелкие фораминиферы) и, видимо, является первым наиболее полным и непрерывным разрезом, на который в дальнейшем придется опираться как на стратиграфический эталон.

В. М. Заводовский дает следующее расчленение верхней части этого разреза (среднее течение р. Хивач), соответствующей установленной им хивачской свите (разрез приводится снизу вверх):

1. Переслаивание светло-бурых глинистых известняков и темно-серых глинистых сланцев; наблюдаются ядра *Neospirifer*. Мощность 9 м.
2. Туфогенные песчаники, карбонатизированные, окрашенные в палевый, фиолетовый и светло-зеленый цвета; остатки фауны не обнаружены. Мощность 115 м.
3. Кристаллические известняки темно-серого и серого цветов; остатки фауны не обнаружены. Мощность 14 м.
4. Углисто-глинистые черные сланцы с конкрециями шарового типа размером до 20 см; остатки фауны не обнаружены. Мощность 16 м.

5. Глауконитовые известняки — серые и светло-серые с голубоватым и зеленоватым оттенком, иногда почти черные. Ископаемые остатки обильны и разнообразны. А. Д. Миклухо-Маклаем отсюда описан интересный комплекс фораминифер, среди которых наиболее распространены *Rectoglandulina gigantea* М.-Маслау и некоторые архедисциды. Отсюда же происходят описываемые ниже кораллы, а также мшанки, морские лилии, пелециподы, среди которых массовое распространение имеют представители рода *Kolymia*. Особенно многочисленны описанные В. М. Заводовским брахиоподы: *Strophalosia sibirica* Lich., *Neospirifer subfasciger* (Lich.), *N. aff. kimsari* (Bion), *Shumardella laevigata* Lich., *Actinonchus expansus* (Phill.), *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Diclasma tolmachowi* Lich., *D. mapingense* Graba и многие другие, главным образом, новые виды, установленные В. М. Заводовским. Мощность 9,3 м.

Видимая мощность хивачской свиты здесь около 164 м.

Общая мощность пермского разреза более 400 м.

Кораллы происходят, таким образом, из верхней части разреза, из прослоя серого, сильно битуминозного глауконитового известняка («коралловый горизонт»). Ниже кораллы встречаются спорадически; они имеют плохую сохранность и в настоящей работе не описываются.

Доставленный материал представлен главным образом фрагментами, принадлежащими нескольким десяткам экземпляров одиночных *Rugosa*. По сравнению с другими кораллами этого типа, кораллы северо-востока Сибири отличаются крупными размерами и совершенно нормальным развитием, свидетельствующим о благоприятных экологических условиях их роста.

Другой интересной особенностью этих кораллов является наличие многочисленных следов пребывания в их толстых стенках и в основании септ симбионтов (по всей вероятности червей). Оставленные ими следы обычно имеют форму изгибающихся более или менее цилиндрических каналов, направляющихся косо от наружной поверхности стенки внутрь ее и приуроченных главным образом к срединным зонам септ, т. е. к местам наиболее легкого проникновения.

Описываемые ниже кораллы относятся к группе наиболее примитивных плерофиллоидных пермских *Rugosa*; среди них нет ни колониальных форм, ни одиночных форм со сложной центральной зоной. Эта группа кораллов довольно часто встречается в некоторых районах распространения пермских отложений и, как правило, бывает связанной не с чистыми карбонатными фациями, а с фациями, в образовании которых более или менее значительную роль играет иловатый терригенный материал. Карбонатные горизонты этих толщ обычно отличаются темной окраской, значительной примесью глинисто-алевритового материала, присутствием растительного и животного детрита и т. д.; очень часто это мергели и битуминозные известняки.

Типичное развитие описываемые фации, как указывает в своих работах Е. Д. Сошкина, имеют в артинском ярусе Урала, и по аналогии с этой областью можно говорить об «артинской фации» и в других местах, независимо от ее стратиграфического положения в пермском разрезе. Интересно отметить, что приуроченность примитивных одиночных *Rugosa* (и часто мелких *Favositidae*) к такого типа фациям наблюдается и в других системах, например, в силуре, среднем и верхнем девоне и

очень часто в турне. Любопытно, что появляющиеся здесь кораллы характеризуются близкими морфологическими признаками и прежде всего близкими типами группировок первичных септ. Изучение этого вопроса представляет большой интерес как в фациально-экологическом, так и в филогенетическом отношении, причем от решения его в значительной мере зависит и стратиграфическая оценка группы примитивных одиночных ругоз.

В предлагаемой работе описаны следующие виды кораллов: *Hexalasma protoseptatum* S o k. sp. n., *Plerophyllum? fragile* S o k. sp. n., *Gerthia sibirica* S o k. sp. n., *Gerthia crassa* S o k. sp. n., *Gerthia (? Maichelasma)* S o k. sp., *Sochkineophyllum tsaregradskyi* S o k. sp. n., *Sochkineophyllum zavodovskyi* S o k. sp. n.

Диагностика входящих сюда родов, так же как и их объединение в соответствующие семейства трактуются нами иначе, чем Е. Д. Сошкиной и некоторыми другими авторами. В соответствии со взглядами Е. Д. Сошкиной все описанные здесь виды должны быть отнесены к одному роду *Plerophyllum*.

В предлагаемой работе описанию кораллов предпосылается общий обзор примитивных плерофиллоидных ругоз перми, который мы попытались сделать ввиду трудности изучения кораллов этой группы из-за неясности их систематики.

К СИСТЕМАТИКЕ ПЛЕРОФИЛЛОИДНЫХ РУГОЗ ПЕРМИ

Систематика примитивных плерофиллоидных ругоз перми представляет значительные трудности, и до сих пор нет общепринятых взглядов даже по такому вопросу как родовая диагностика входящих сюда кораллов. Принципиально важным в этом вопросе является отношение того или иного исследователя к различным систематическим признакам кораллов, так как одни и те же признаки рассматриваются то как родовые, то как видовые и даже как признаки индивидуальной изменчивости. В настоящее время наиболее важным является вопрос таксономической оценки группировок первичных септ и характера развития днищ. По этому вопросу имеется две точки зрения. Одна из них наиболее полно отражена в работах А. Грабау [A. Grabau, 1922, 1928], другая в работах Е. Д. Сошкиной [1925, 1928, 1932, 1941].

А. Грабау в своей ревизии примитивных ругоз палеозоя останавливается на типах развития первичных септ как важнейшем родовом диагностическом признаке и на этом основании выделяет и более крупные таксономические единицы. Им устанавливаются новые пермские роды *Tachilasma*, *Gerthia*, *Sochkineophyllum*, характеризующиеся присутствием только им группировками первичных септ, уточняется объем старых родов *Polyscoelia* и *Plerophyllum* и в ряде случаев намечаются линии родственных родов, начиная от среднего палеозоя. Такие признаки как характер развития днищ, присутствие их или отсутствие, развитие диссепиментов, ребристость или концентрическая морщинистость эпитеки и некоторые другие, рассматриваются им как второстепенные, имеющие лишь видовое или индивидуальное значение. Взгляды А. Грабау нашли свое дальнейшее развитие в ряде работ Д. Хилл [D. Hill, 1937, 1938], также придающей основное значение септальному аппарату, в работах Хадсона [R. Hudson, 1935] и в работах Фр. Герича [F. Heritsch, 1937, 1939], который все основные роды пермских ругоз принимает в том же объеме, что и А. Грабау. Разделяют взгляды А. Грабау также В. Истон, Р. Мур и

Р. Джеффордс [W. H. Easton, 1944; R. Moor and R. Jeffords, 1941, 1945]. Совершенно противоположных взглядов держится Е. Д. Сошкина, наиболее определенно высказавшая их в работе 1941 г., которая написана тремя авторами (Е. Д. Сошкина, Т. А. Добролюбова и Г. С. Порфирьев) и является крупнейшей работой по пермским ругозам.

Еще в 1932 г. Е. Д. Сошкина отмечала, что типы группировок первичных септ повторяются в двух различных семействах, отличающихся между собой хорошим развитием днищ (*Zaphrentidae*) или их отсутствием (*Streptelasmaidae*) и, таким образом, оценивает этот признак как конвергентный. Ту же мысль она проводит и в указанной выше работе, где рассматриваемые ею примитивные пермские ругозы включены уже в другие семейства: *Petradae* и *Polyscoelidae*, повторяющие, как она считает, одни и те же три основных типа группировки первичных септ. Присутствие или отсутствие днищ рассматривается ею как важнейший систематический признак, в результате чего большая часть интересующей нас группы кораллов распределяется между двумя родами *Tachylasma* и *Plerophyllum*, которые характеризуются по существу одинаковым септальным аппаратом и поглощают в себе роды А. Грабау — *Gerthia* и *Sochkineophyllum*. На этом основании она уничтожает и установленный ею же раньше [1928] род *Hexalasma*, характеризующийся устойчивым развитием первичных септ, но не имеющих днищ и потому совпадающий с *Tachylasma*.

Из всех признаков примитивно устроенных кораллов Е. Д. Сошкина выбирает в качестве основного систематического признака лишь один, наиболее наглядный, так как обнаружить присутствие или отсутствие днищ всегда довольно легко. Однако это кажется упрощением вопроса и известной искусственностью, так как группировки септ являются отражением несравненно более существенных в биологическом отношении мезентериальных складок полипа и их развития и, при учете всех признаков, скорее именно септы заслуживают быть принятыми в качестве руководящей основы для систематики. У пермских ругоз формирование септального аппарата выступает с большой отчетливостью, и характер развития первичных септ всегда может быть распознан при внимательном исследовании. Днища в этом смысле имеют второстепенное значение, так как они являются эктодермальным образованием базальной части организма и фиксируют собой прежде всего след его движения в процессе роста коралла.

С нашей точки зрения, Р. Хадсон совершенно прав, указывая, что у форм, лишенных днищ, их функцию несет стереоплазма, выполняющая ячейку. Именно таким и является назначение базальной стереоплазмы, причем на юных стадиях роста все представители интересующей нас группы кораллов только ее и имеют, и лишь с дальнейшим развитием у некоторых из них появляются более или менее хорошо развитые днища, которые, как показывают данные Д. Хилл [1938], также могут иногда сменяться сплошными зонами стереоплазматического типа.

Е. Д. Сошкина, возражая Р. Хадсону, указывает, что «функционально сходные органы не всегда равноценны с точки зрения систематической, поэтому взгляды Грабау и Хадсона нельзя считать правильными...» Мы позволяем себе сделать по этому поводу два замечания: во-первых, речь здесь идет не об органах, так как ни днища, ни стереоплазма не являются ими, и, во-вторых, оба типа этих образований связаны своим происхождением с одной и той же эктодермой базальной части организма и в этом смысле вполне равноценны. В индивидуальном развитии коралла базальные скелетные образования являются более ранними, чем радиаль-

ные, но вместе с тем и наиболее простыми и однообразными. Напротив, септы (также не являющиеся органами), связанные в своем формировании с наиболее существенной и наиболее тонкой системой мезентериальных складок, отражают наиболее важную и наиболее сложную часть строения животного и позволяют фиксировать изменения этой системы в процессе индивидуального развития и в филогенетических ветвях. Систематическое значение этого признака, таким образом, кажется более важным, чем днищ. Он лежит в основе систематики *Anthozoa* в целом.

Этими замечаниями мы отнюдь не отвергаем значение днищ и других скелетных образований в систематике ругоз вообще. Роль их несомненно велика и особенно у ругоз более древних семейств, но в данном случае у примитивных пермских (и некоторых других) ругоз более важным рисуется септальный аппарат. Следует также иметь в виду, что систематическое значение тех или иных признаков не остается неизменным в процессе всей эволюции, так как признаки, прогрессивные в начале развития, часто становятся консервативными в дальнейшем, а появляющиеся вновь сохраняют свое значение лишь на определенных этапах, а иногда и лишь в определенных условиях.

Заслуживает быть отмеченной также мысль Е. Д. Сопкиной о конвергентном развитии (и потому несущественном с систематической точки зрения) группировок первичных септ в различных семействах ругоз, имеющих днищ и лишенных их. По нашим представлениям это явление не может быть названо конвергенцией, и трудно себе представить ту причину, которая бы обусловила такое широкое проявление конвергенции у пермских ругоз. Более естественным представляется считать различные типы группировок первичных септ родовыми и даже более важными признаками, а развитие днищ или базальной стереоплазмы, так же как и диссепиментов — дополнительной характеристикой — в одних случаях важной для родового диагноза, в других — имеющей видовое значение или даже индивидуальное — в зависимости от возраста, экологических условий роста и пр.

Существенным возражением против объяснения группировок первичных септ только явлениями конвергенции служат и те родственные линии, которые намечаются, например, А. Грабау для *Plerophyllinae*, начиная от среднедевонского *Oligophyllum* и турнейского *Cryptophyllum* и кончая пермским *Plerophyllum*, доживающим до конца периода; в основе септального аппарата всех этих родов лежат пять первичных септ при различной комбинации других признаков.

Исходя из изложенных взглядов, среди одиночных примитивных ругоз пермского периода может быть намечено по крайней мере семь родов (и родовых групп), характеризующих семь основных типов группировок первичных септ. Если учесть, что все пермские роды имеют своих предшественников в среднем и верхнем палеозое и связаны с ними определенными линиями развития, то весьма вероятно, что эти типы группировок первичных септ являются признаками еще более крупного таксономического значения. В целом же плерофиллоидные ругозы заслуживают выделения в особое подразделение кораллов *Rugosa*.

Типы группировок первичных септ могут быть названы по следующим пермским родам (рис. 1).

1. Тип *Hexalasma Soshkina*, 1928. Увеличены все 6 первичных септ; вторичные отсутствуют или крайне редуцированы (на различных стадиях роста). Главные и противоположные квадранты равны или противополож-

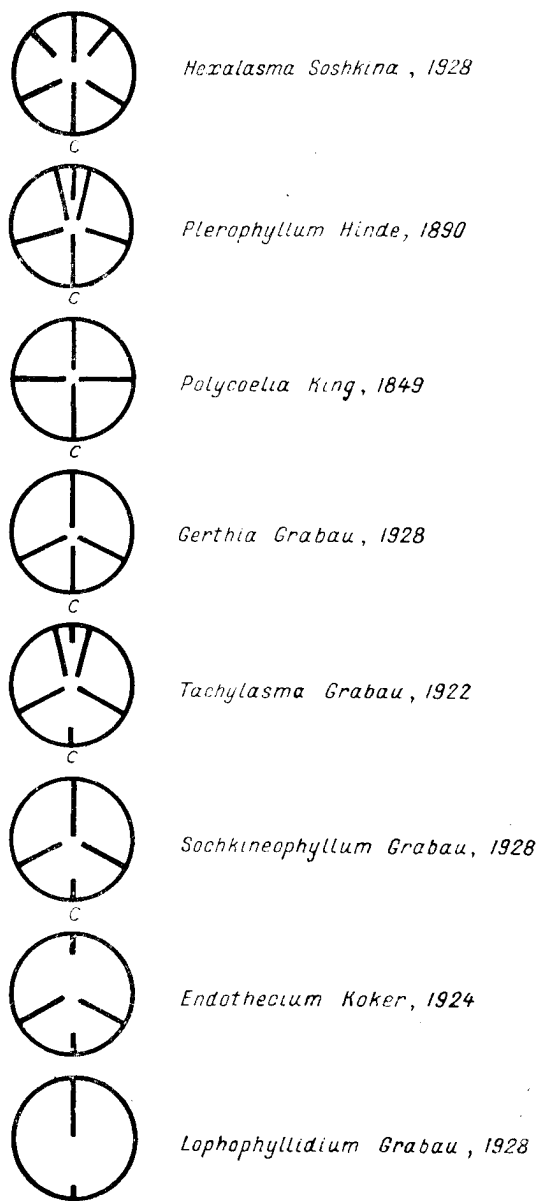


Рис. 1. Типы группировок первичных септ у пермских Plerophyllida.

ные больше. Характерные виды: *H. primitivum* S o s h k., *H. hexaseptatum* S o s h k., *H. protoseptatum* S o k. sp. n.

2. Тип *Plerophyllum* H i n d e, 1890. Увеличены 5 первичных септ: главная, две боковые и две смежные с противоположной; противоположная укорочена. Вторичные септы хорошо развиты и обычно дифференцированы. Обе пары квадрантов на зрелых стадиях близки по своим размерам. Характерные виды: *P. australe* H i n d e, *P. radiciiformis* G e r t h, *P. leptoconicum* (A b i c h).

3. Тип *Polycoelia* K i n g, 1849 — *Gerthia* G r a b a u, 1928. У *Polycoelia* (= *Calophyllum* D a n a, 1846, пом. nud.) увеличены 4 первичные крестообразно лежащие септы — главная, противоположная и две боковые — и хорошо развиты вторичные септы первого порядка. Все квадранты развиты одинаково. Характерные виды: *P. donatina* (K i n g), *P. profunda* (G e i n i t z), *P. cylindrica* (G r a b a u).

У *Gerthia* увеличены те же 4 первичные септы, но противоположные квадранты всегда развиты сильнее главных и вторичные септы дифференцированы. Характерные виды: *G. angusta* (G e r t h), *G. sulcata* (H i n d e), *G. tenuis* (K o k e r), *G. heintzi* H e r i t c h, *G. baytuganense* (S o s h k.), *G. sibirica* S o k. sp. n.

4. Тип *Ufimia* S t u c k e n b e r g, 1895 — *Tachylasma* G r a b a u, 1922. Увеличены 4 первичные септы: две боковые и две смежные с противоположной, сама противоположная и главная септы редуцированы; часто развивается фоссула. Вторичные септы хорошо развиты и дифференцированы. Противоположные квадранты развиты сильнее главных. Характерные виды: *U. carbonaria* S t u c k., *T. cha* G r a b a u, *T. aster* G r a b a u, *T. lopingense* G r a b a u, *T. magnum* G r a b a u, *T. elongatum* G r a b a u, *T. timorensense* (G e r t h), *T. bitaunense* (K o k e r).

5. Тип *Sochkineophyllum* G r a b a u, 1928. Увеличены 3 первые септы: противоположная и две боковые, главная укорочена и лежит в фоссуле. Вторичные септы дифференцированы, часто двух порядков. Противоположные квадранты развиты сильнее главных. Характерные виды: *S. artense* (S o s h k.), *S. tenuiseptatum* (S o s h k.), *S. irregulare* (S o s h k.), *S. lophophylloide* (S o s h k.), *S. mirabile* M o o r e e t J e f f o r d s, *S. tsaregradskyi* S o k., sp. n., *S. zavodovskyi* S o k. sp. n.

6. Тип *Endothecium* K o k e r, 1924. Увеличены 2 первичные боковые септы; главная и противоположная сильно укорочены. Вторичные септы хорошо развиты, но однообразны; иногда образуется второй порядок. Противоположные квадранты развиты несколько сильнее главных. Характерные виды: *E. decipiens* K o k e r, *E. apertum* K o k e r.

7. Тип *Lophophyllidium* G r a b a u, 1928. Увеличена 1 первичная септа — противоположная; ее осевой край столбикообразно утолщается и во взрослой стадии иногда отделяется. Главная септа сильно укорочена и обычно лежит в фоссуле; боковые септы не выделяются сколько-нибудь значительно среди вторичных септ первого порядка. Противоположные квадранты несколько больше главных. Характерные виды: *L. proliferum* (M c C h e s n e y), *L. zaphrentoidea* (H u a n g), *L. kayseri* (H u a n g).

Этими семью типами группировок первичных септ у позднепалеозойских ругоз, в сущности говоря, исчерпываются почти все известные до сих пор группировки и отклонения от них (обычно аномальная редукция или гипертрофия первичных септ, лежащих в плоскости симметрии) всегда более или менее легко находят свое объяснение в индивидуальной изменчивости коралла. Так, иногда наблюдается одинаково хорошее развитие противоположной и смежных с нею двух боковых септ (например,

Plerophyllum weberi G e r t h, 1921, стр. 93, табл. 3, фиг. 21), однако, одновременно хорошее развитие главной септы позволяет считать, что мы имеем дело с родом *Plerophyllum*; в обратном случае, это был бы род *Tachylasma* (например, *Tachylasma exceptatum* (S o s h k.), Е. Д. Сошкина, 1941, стр. 82, табл. V, фиг. 7—8).

В редких случаях кажутся выдающимися только две септы — главная и противоположная, однако, если это не совсем юная стадия, при внимательном анализе строения квадрантов всегда можно сказать, что это либо *Polycoelia*, либо *Gerthia*, хотя для более древнего нижне-средне-каменноугольного рода *Clinophyllum* G r o v e, 1935, характерно усиление именно главной и противоположной септ. Выдающаяся одна противоположная септа (например, у описанных Е. Д. Сошкиной, 1941 — *Tachylasma irregularia* и *T. breve*) почти всегда указывает на то, что мы имеем дело с *Sochkineophyllum*, если только конец этой септы не несет тех усложнений, которые характеризуют представителей родственного семейства Lophophyllidiidae*.

Усиление одной главной септы, видимо, всегда является аномальным. При этом следует учитывать, что боковые септы обычно развиты более или менее одинаково и во всяком случае незначительные колебания в их величине не нарушают картины основных комбинаций септ. В редких случаях наблюдаются колебания в величине некоторых первичных септ в процессе индивидуального роста коралла (например, *Plerophyllum variabile* S o s h k., Е. Д. Сошкина, 1941, стр. 83, табл. VII, фиг. 1—3), но и здесь изучение нормальной зрелой стадии позволяет обнаружить типичную картину.

Наблюдающиеся у некоторых примитивных форм выравнивание квадрантов к концу индивидуального роста также не может ввести исследователя в заблуждение, если изучение роста коралла производится по возрастным срезам, причем, видимо, только у *Polycoelia* эти квадранты бывают равными в течение всего индивидуального роста.

Таким образом, с нашей точки зрения, ругозы плерофиллоидной группы, как известные в литературе, так и изученные нами, укладываются в указанные семь родовых групп и, по всей вероятности, основные комбинации септ, допускаемые условиями роста при билатеральной симметрии кораллов, здесь вполне отражены.

Возвращаясь к таксономической оценке остальных систематических признаков изучаемых кораллов, укажем, что такой признак, как булавовидное утолщение септ, свойственен по-существу всем представителям плерофиллоидной группы ругоз и не может являться родовым признаком. Булавовидное утолщение, обусловленное отложением стереоплазмы, иногда отличает одну или несколько первичных септ, иногда наблюдается у некоторых вторичных и в редких случаях полностью у всех септ, причем, как показывают работы Е. Д. Сошкиной, Г. Герта, А. Грабау, И. Кокер, Ф. Герича, Д. Хилл, О. Шиндевольфа и других, в пределах одних и тех же принимаемых этими авторами родов степень проявления указанных признаков меняется и у различных видов, и у различных экземпляров, и в процессе индивидуального роста коралла. При достаточно четком проявлении и выдержанности этот признак может рассматриваться в качестве видового.

* В. Д. Фомичев [1953б] установил недавно новый род *Monophyllum* из $C_2 - C_3$ Донбасса, у которого всегда типично усилена противоположная септа. Этот род, вероятно, также относится к плерофиллоидным ругозам, но к особому семейству.

В развитии первичных септ более важным нам рисуется сам размер септ — увеличение их или редукция, а не стереоплазматическое утолщение периферических концов; но последнее может быть важно в сочетании с величиной септ. Точно так же приходится пока относиться и к характеру поверхности эпитеки, тем более, что присутствие или слабая выраженность продольной ребристости может зависеть от степени сохранности самой эпитеки и от ее толщины. В упомянутой работе Е. Д. Сошкиной [1941] можно, например, встретить у одних и тех же родов виды с хорошей и едва намечающейся продольной ребристостью (см. *Tachylasma*, *Amplexocarinia*) и даже только с концентрически морщинистой эпитекой. Более тщательное изучение морфогенеза наружного скелета коралла возможно позволит более высоко оценить этот признак, проявление которого, в конечном счете, также связано с радиальными складками полипа. Интересно отметить, что наружная продольная ребристость не всегда отражает расположение септ и интерсептальных промежутков и, например, у описываемых ниже очень толстостенных форм *Hexalasma protoseptatum*, *Gerthia sibirica* и других, отличающихся весьма немногочисленными септами, поверхность коралла несет довольно тонкую и густую продольную ребристость, совершенно не отвечающую количеству и расположению септ.

У исследованных кораллов, обладающих резкой утолщенностью скелетных элементов, весьма четко выступает структура стереоплазмы и хорошо видны линии нарастания. Эти линии идут не вдоль поверхности коралла, а под углом к ней, так что создается ясное представление об устойчивом росте конической чашки с острыми краями (см. продольные разрезы *Hexalasma protoseptatum*, *Gerthia*, *Plerophyllum*). Стенка у этих форм в большинстве случаев отчетливо двуслойная.

При изучении примитивных пермских ругоз большой интерес представляет их отчетливая билатеральная симметрия, неоднократно привлекавшая к себе внимание палеонтологов [Н. Н. Яковлев, 1910—1945; Г. Герт, 1921; О. Шиндевольф, 1930 и др.]. В нашем материале обращает на себя внимание то, что у некоторых форм кораллов плоскость, в которой происходит рогообразный изгиб, не совпадает с плоскостью естественной симметрии коралла, т. е. с расположением главной и противоположной септ, и получается впечатление, что между их расположением и изгибом коралла нет строгой зависимости. Особенно резко это проявляется у форм, изгибающихся не в одной плоскости. Такими чертами характеризуются и некоторые *Tachylasma* из перми Тимора, описанные Гертом [1921, стр. 87—88, фиг. 5, 6] как *Plerophyllum beyrichi* и *P. timorense*.

Это явление, следовательно, можно рассматривать либо как аномалию, свойственную некоторым кораллам перми, либо как свидетельство независимости изгиба коралла от билатеральной симметрии его септального аппарата.

Другая особенность, проявляющаяся у исследованных кораллов, состоит в том, что главная септа у некоторых видов (например, *Sochkinophyllum tsaregradskyi*) располагается не на выпуклой стороне коралла, а на вогнутой. Эта особенность уже ранее отмечалась Гертом у *Tachylasma beyrichi* (R o t h p l.), А. Грабау у *Sinophyllum*, В. Д. Фомичевым у некоторых форм *Lophophyllidium* и еще ранее указывалась Н. Н. Яковлевым. Если считать изгиб коралла не связанным с билатеральной симметрией его септального аппарата, то указанная черта может найти свое объяснение только в экологии.

Отмеченное Гертом [1921, стр. 140—142], не свойственное палеозойским кораллам образование вторичных септ не только в четырех квадрантах, но и в первичных интерсептальных камерах между противоположной септой и смежными с ней боковыми, наблюдается и у некоторых описанных нами форм и также составляет ее своеобразную черту. Совершенно новой является и дифференциация септ по их длине и по порядку, в чем можно видеть элементы своеобразной цикличности, характерной уже для гексакораллов (например, *Gerthia sibirica*).

Наконец, можно отметить и характерное для описываемых видов *Sochkiophyllum* присутствие фоссулы при главной септе и псевдофоссул по краям от боковых септ со стороны противоположных квадрантов. Последние хорошо выражены на протяжении всего роста коралла и теряются лишь с переходом в чашку. Развитие главной фоссулы и двух боковых псевдофоссул характеризует в данном случае формы, имеющие главную перегородку на вогнутой стороне коралла. Их присутствие еще более подчеркивает билатеральную симметрию.

Родовая диагностика примитивных ругоз перми, как мы видели, вызывает ряд разногласий, эти же разногласия возникают и при объединении их в семейства. Мы постараемся очень кратко осветить взгляды по этому вопросу, основываясь на важнейших работах трех последних десятилетий.

Герт [1921] в своей известной монографии о пермских кораллах Тимора объединяет описываемые им примитивные *Rugosa: Plerophyllum* (= *Plerophyllum*, *Tachylasma* и ? *Sochkiophyllum*), *Polycoelia* (= *Gerthia*), *Amplexus* (= *Amplexocarinia*) и др. в семействе *Zaphrentidae*, исходя из особенностей септального аппарата, билатеральной симметрии и некоторых других второстепенных признаков. Включение в это семейство рода *Polycoelia* он обосновывает большой близостью его по строению и развитию септального аппарата к *Plerophyllum*. При этом, однако, Герт отмечает, что пермские *Zaphrentidae* отличаются специфической дифференциацией септ, известной цикличностью их развития, образованием метасепт (вторичных) в первичных интерсептальных камерах, лежащих по обе стороны от противоположной септы, и некоторыми чертами сходства с *Hexacoralla*.

Последняя особенность имеет второстепенное значение, так как пермские кораллы отличаются совершенно иной последовательностью образования септ, что же касается остальных, то они заслуживают самого пристального внимания и, как мы увидим дальше, заставляют обособить пермских примитивных ругоз от *Zaphrentidae*.

И. Кокер [1922—1924] в работе, посвященной тем же кораллам, но вышедшей несколько позднее, в составе *Zaphrentidae* рассматривает лишь *Amplexus* (= *Amplexocarinia*), *Caninia* (= ? *Tachylasma*), *Duncania* и *Zaphrentis* (не типичных), а для представителей интересующей нас группы кораллов описывает новое семейство *Plerophyllidae*, включая в него *Plerophyllum* (= *Plerophyllum*, *Tachylasma* и *Gerthia*), *Duplophyllum*, *Endothecium* и *Polycoelia* (= *Polycoelia* и *Gerthia*). В качестве характерных признаков этого семейства автор отмечает усиление первичных септ, двустороннюю симметрию, утолщение концов септ, утолщение стенки чашки, наличие в ряде случаев маленькой фоссулы и некоторые другие. В отношении близости родов *Plerophyllum* и *Polycoelia* автор вполне разделяет точку зрения Г. Герта. В этой же работе И. Кокер описывает семейство *Cystiphyllidae* со своеобразными и нетипичными представителями рода *Cystiphyllum* и семейство *Amphiastracidae* с родами *Pina-*

cophyllum (= *Amplexocarinia*), *Prosmilia* (= частично *Sochkineophyllum*), *Timorosmia* (= *Plerophyllum*) и *Endamplexus* (своеобразный новый род с грубой пузырчатой тканью вдоль стенки).

Если учесть те исправления, которые можно сейчас внести в родовые диагнозы И. Кокер, то все ее примитивные ругозы должны быть отнесены к семейству *Plerophyllidae*.

А. Грабау [1922, 1928] в двух очень важных работах, посвященных ревизии примитивных ругоз палеозоя, касается и интересующей нас группы кораллов. Он описывает весьма обширное семейство *Streptelasmaidae* (non *Streptelasmaidae* Nicholson et Lydekker, 1889, non *Streptelasmataidae* Wedekind, 1927), в котором примитивные роды ругоз распределяются между тремя новыми подсемействами: *Tachylasmae*: *Tachylasma* и *Ufimia** *Plerophyllinae*: *Plerophyllum*, ? *Pentaphyllum*, *Cryptophyllum* и *Olygophyllum* и *Sochkineophyllinae*: *Sochkineophyllum*. Объединяющими признаками всех трех подсемейств являются, в сущности говоря, те же, которые положены И. Кокер в основу характеристики семейства *Plerophyllidae*; существование работы И. Кокер А. Грабау осталось неизвестным. В простоте организации этих кораллов А. Грабау, главным образом, и видит их связь с древним семейством *Streptelasmaidae*. Не останавливаясь на основных взглядах этого автора, упоминающих выше, отметим его указания на связь пермских *Plerophyllinae* с более древними ругозами и связь *Sochkineophyllinae* с родом *Lophophyllum* (s. lato).

В отличие от Герта и И. Кокер, А. Грабау рассматривает *Polycoelia* в составе установленного Ф. Ремером [1883] семейства *Polycoeliidae*, в которое включены также *Gerthia* и турнейский *Phryganophyllum*. Точку зрения А. Грабау проводит в своем обзоре семейств *Tetracoralla* и Г. Сэнфорд [G. Sanford, 1939]. Е. Д. Сопкина [1925, 1928, 1932] в первых работах одну часть родов, подобно А. Грабау, относит к *Streptelasmaidae*: *Tachylasma* (= *Tachylasma*, *Sochkineophyllum*, *Hexalasma*, *Gerthia*), *Hexalasma*, *Lytvolasma*, *Stereolasma* (= ? *Polycoelia*), *Lopholasma* и *Lophophyllum* (= *Sinophyllum*), а другую, подобно Герту, к *Zaphrentidae*: *Plerophyllum* (= ? *Plerophyllum*, *Tachylasma*, *Sochkineophyllum*), *Phryganophyllum* (= *Polycoelia*) и *Amplexocarinia*. Основным признаком, по которому произведено это распределение родов, является наличие или отсутствие днщ, независимо от характера септального аппарата. Д. Хилл [1938] также часть этих кораллов рассматривает как зафрентоидных.

Несколько позднее [1939, 1940] Е. Д. Сопкина разделила одиночных ругоз нижней перми Урала на более древнюю группу *Streptelasmaidae* и более юную, переходящую в верхнюю пермь — *Plerophyllidae* (= ? *Zaphrentidae* в старом понимании). Однако в работе 1941 г. мы последнего семейства не находим. Здесь ею рассматриваются совершенно другие семейства: *Petraidae* и *Polycoeliidae*, причем в древнее семейство *Petraidae* впервые включаются два верхнепалеозойских рода *Tachylasma* (в широком объеме) и *Sinophyllum*, а в семейство *Polycoeliidae* — роды *Polycoelia* (= *Polycoelia* и *Gerthia*), *Plerophyllum* (= *Plerophyllum*, *Tachylasma*, *Sochkineophyllum*), *Lophophyllidium* (= ? *Lophocarinoophyllum*), *Lopholasma* и два новых подсемейства: *Amplexocariniinae* с родами *Amplexocarinia*, *Lytvolasma*, *Paralleynia* и *Timorphyllinae* с родами *Timor-*

* Последний род нуждается в более детальном изучении; представляется, что признаки *Ufimia* и *Tachylasma* крайне близки.

phyllum и *Verbeekiella*. Объем семейства Polyscoelidae, таким образом, значительно увеличивается. Включение *Tachylasma* и *Sinophyllum* в древнепалеозойское семейство Petridae автор мотивирует, главным образом, примитивностью их септальной организации и отсутствием днщ и считает, что семейство Petridae представляет собой единый филогенетический ствол примитивных кораллов, испытывающих расцвет в пермское время.

Этот вывод как будто бы не вяжется с прежними заключениями автора о дегенерации и вырождении указанной группы кораллов в перми [1928, стр. 342—343] и заставляет думать, что поставленный вопрос нуждается в дальнейшей разработке.

Включая остальные роды в семейство Polyscoelidae, Е. Д. Сошкина [1941] значительно меняет его диагноз и объединяет в нем представителей трех различных семейств. В качестве важнейших признаков она отмечает лишь наличие изогнутой формы коралла, глубокой чашки, немногочисленных днщ и «форму онтогенеза*», в которой на молодых стадиях полость коралла заполнена стереоплазмой, и септы всегда доходят до центра. По мере роста, стереоплазма исчезает, и септы укорачиваются». Существенным здесь кажется установление близости между *Polycoelia* и *Plerophyllum* (т. е. в широком смысле родов *Polycoelia*, *Gerthia*, *Plerophyllum*, *Tachylasma* и *Sochkineophyllum*) и именно для них бы и следовало сохранить название Polyscoelidae. Однако для такого состава уже ранее было выделено семейство Plerophyllidae, которое вполне отвечает и объему «пермских Zaphrentidae» Герта, и трем указанным выше подсемействам А. Грабау (+ *Polycoelia* и *Gerthia*), и указанной группе родов Е. Д. Сошкиной (+ *Tachylasma* в ее понимании).

Более просто на систематику одиночных пермских рогов смотрят американские палеонтологи Р. Мур и Р. Джеффордс [R. Moog and R. Jeffords, 1941]: они воздерживаются от распределения их по семействам, а выделяют лишь две группы родов: представители одной из них имеют сложную центральную зону, а представители другой лишены ее. В первую авторы включают роды *Malonophyllum*, *Lophophyllidium*, *Leonardophyllum*, *Lophamplexus* и *Heritschia* (последние три новые), причем уже в работе 1945 г., посвященной пенсильванским кораллам, три из этих родов включаются ими в новое семейство Lophophyllidiidae, характеризующееся утолщением конца противоположной септы (в виде столбика); среднепермский *Leonardophyllum* рассматривается как близкий к клизофиллоидной группе, а нижнепермская *Heritschia* к *Waagenophyllum* и *Corvenia*; пермские виды последнего рода авторы и считают характерными представителями *Heritschia*.

В группу родов, представители которых не имеют сложной центральной зоны, включаются *Timorphyllum*, *Sochkineophyllum* и *Duplophyllum*. В отношении первого рода авторы расходятся в своих взглядах с Г. Гертом и не учитывают его отличительной черты — пластинчатого столбика, связанного с противоположной септой. Второй род они принимают в объеме, установленном А. Грабау, и описывают новый нижнепермский вид *S. morabile*. Род *Duplophyllum* принимается ими так же, как и Чи [Chi, 1938]; он, видимо, занимает несколько обособленное положение, которое не позволяет включать его в Plerophyllinae, как это делает И. Сэнфорд [W. Sanford, 1939].

* Е. Д. Сошкина постепенное образование скелетной постройки рогов называет онтогенезом коралла.

Таким образом, американские авторы не вносят нового в определение более четких таксономических границ группы одиночных ругоз перми. С нашей точки зрения, примитивные представители этой группы наиболее естественно могут быть объединены лишь названием, предложенным И. Кокер, однако само подразделение плерофиллоидных ругоз должно быть повышено до надсемейства или отряда *Plerophyllida*.

Входящие в состав плерофиллоидной группы кораллы характеризуются одиночной, рогообразно изогнутой формой с различной скульптурой эпитеки; толстой стенкой; глубокой чашкой; характерной дифференциацией септ с усиленным развитием тех или иных групп первичных септ и довольно частым их булабовидным утолщением; ясной билатеральной симметрией; отчетливо выраженным расчленением полости коралла на квадранты; более или менее резким стереоплазматическим утолщением внутреннего скелета с заполнением стереоплазмой полости коралла на начальной стадии его роста и нередко появлением немногочисленных простых днщ.

Семь указанных выше родов и родовых групп являются основными пермскими представителями плерофиллид. Они тесно связаны между собой. Такая связь наблюдается между *Polycoelia* и *Gerthia*, между *Gerthia* и *Plerophyllum*, между *Plerophyllum* и *Tachylasma* (особенно тесная), между *Tachylasma* и *Sochkineophyllum* и т. д., причем представители одних и тех же родов могут иметь хорошо развитые редкие днща и могут быть лишены их. Это наблюдается у *Hexalasma*, *Polycoelia*, *Gerthia*; *Plerophyllum* чаще имеет днща, а у некоторых *Sochkineophyllum* даже наблюдается их расщепление.

Представители плерофиллид известны от девона до перми и возможно имеют своих предшественников в силуре; пермь является периодом их наиболее широкого распространения. Из допермских родов к роду *Hexalasma* близко стоит турнейский *Pseudocryptophyllum* Easton [Истон, 1944, стр. 34], известный из миссурийского «Chouteau limestone»; к роду *Plerophyllum* близка группа родов, указанная еще А. Грабау [1928]: *Olygophyllum* Roßta из среднего девона, *Cryptophyllum* Carriuthers и *Cystelasma* Miller из нижнего карбона, *Pentaphyllum* Koninsk из карбона и, возможно, перми (если это только не синоним *Plerophyllum* или *Cryptophyllum*), а также *Pentamplexus* Schindewolf из верхней перми и, вероятно, являющийся синонимом *Plerophyllum*, пермский род *Timorosmia* Koker; к родам *Polycoelia* и *Gerthia* близки турнейский *Phriganophyllum* Koninsk, нижнекаменноугольный *Tetralasma* Schindewolf, некоторые виды пермского рода *Prosmilia* Koker и другие; к родам *Ufimia* и *Tachylasma* (появляется с верхнего карбона) близок нижнекарбонный род *Rhopalolasma* Hudson, к роду *Sochkineophyllum* близки: редкий род *Anisophyllum* M.-Edwards et Haime из девона Сев. Америки, род *Fasciculophyllum* Thompson из нижнего карбона, некоторые американские виды турнейского рода *Rtiphyllites* Easton и пенсильванского рода *Stereocorypha*, а также, вероятно, *Prosmilia* Koker (part.) и *Euryphyllum* Hill из перми; наконец, к роду *Lophophyllidium*, также тесно связанному с *Sochkineophyllum* и появляющемуся со среднего карбона, близки *Lophocarophyllum* Graubau (визе — н. пермь), *Sinophyllum* Graubau (ср. карбон — н. пермь), *Timorphyllum* Gerth (в. карбон — пермь), *Malonophyllum* Okulitch et Albritton (пермь) и ряд других родов. Таким образом, намечается целый ряд род-

ственных линий плерофиллоидных кораллов, начинающихся с девона — нижнего карбона и простирающихся до конца перми.

Отмеченные Е. Д. Сошкиной [1941] черты сходства некоторых родов из описываемой группы плерофиллоидных ругоз перми с нижнепалеозойским семейством *Petridae* D y b o w s k i заслуживают большого внимания и, по всей вероятности, это семейство, действительно, филогенетически предшествует *Plerophyllida*.

Другим родственным семейством плерофиллид является, по всей вероятности, *Zaphrentidae*, для представителей которого характерна укороченная главная септа с развивающейся при ней фоссолой.

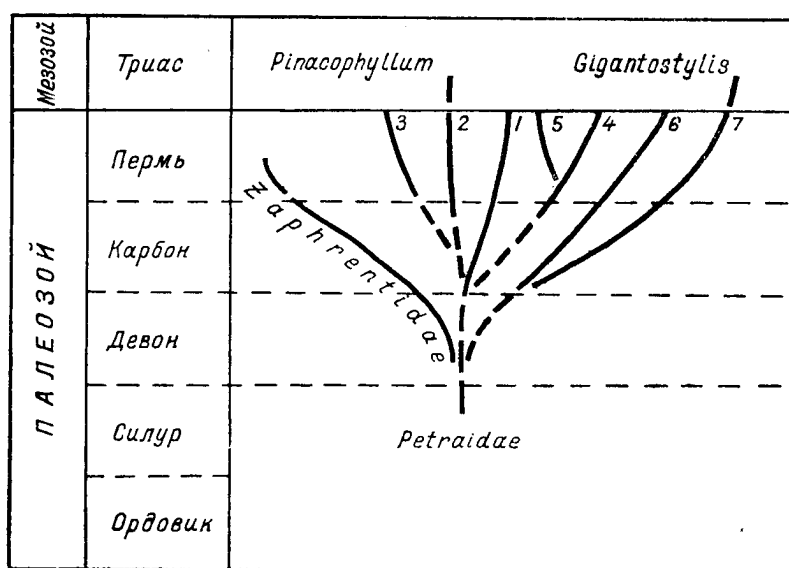


Рис. 2. Филогенетическая схема *Plerophyllida*.

Семейства: 1—*Plerophyllidae*, 2—*Polyscoeliidae*, 3—*Hexalasmataidae*, 4—*Tachylasmataidae*, 5—*Endotheciidae*, 6—*Sochkineophyllidae*, 7—*Lophophyllidae*.

Замечательно, что в качестве триасового потомка плерофиллид, видимо, можно рассматривать род *Pinacophyllum*, который, по Ф. Фреху, [F. Frech, 1890, стр. 84—87] относится к *Rugosa* (= *Pterocoralla*) и, действительно, приближается к *Polyscoeliidae* или *Plerophyllidae* по дифференциации септ, отчетливым четырем квадрантам, простым днищам и другим признакам. Сопутствующий ему второй триасовый род *Rugosa* — *Gigantostylis*, возможно, является потомком *Sinophyllum* или *Timorphyllum*, т. е. семейства *Lophophyllidae*, которое наиболее близко стоит к *Sochkineophyllidae* и характеризуется усиленным развитием противоположной (реже главной в аналогичном плане) септы.

Филогенетические отношения различных семейств плерофиллид могут быть выражены следующей схемой (рис. 2).

* * *

Настоящая работа была подготовлена к печати в 1947 г., но по разным причинам ее выход в свет задерживался. За истекшие годы в литературе появилось несколько новых работ Н. В. Кабакович [1952] и

В. Д. Фомичева [1953а, 1953б], а также автору стала известной работа О. Шиндевольфа [O. H. Schindewolf, 1942], использованная в недавней сводке М. Лекомта [M. Lecompte, 1952], в которых вновь затрагивается вопрос о систематике плерофиллоидных ругоз перми.

Прежде всего во всех этих работах совершенно справедливо уделяется большое внимание септальному аппарату плерофиллоидных ругоз и в основу их классификации кладутся типы группировок первичных септ, как главнейший признак. Н. В. Кабакович, описывая древнейшего представителя *Tachylasma* из верхнего визе Подмосковского бассейна, высказывается за происхождение последнего рода от *Zaphrentis* и связывает всех основных представителей плерофиллоидных ругоз (подсемейства *Tachylasmatinae*, *Plerophyllinae* и *Polyscoeliinae*) с семейством *Zaphrentidae*.

В. Д. Фомичёв более обстоятельно рассматривает всю группу интересующих нас кораллов, называя их «кораллами с плерофиллоидными перегородками». Он не касается вопросов систематики этих кораллов, но детально анализирует их признаки, подвергая критике взгляды Е. Д. Сошкиной. Считая, что основные группировки плерофиллоидных перегородок являются одними из наиболее устойчивых признаков, В. Д. Фомичёв производит следующую группировку этих кораллов.

1. С усиленной главной перегородкой:

а) кораллы с пятью усиленными перегородками: *Oligophyllum* Ро с т а (ср. девон), *Cryptophyllum* Саггuthers (н. карбон), *Plerophyllum* Нинде (в. карбон — н. пермь);

б) кораллы с четырьмя усиленными перегородками: *Phriganophyllum* Коппинск (н. карбон), *Polyscoelia* King (включая *Gerthia* Grabaу) (пермь) и *Maichelasma* Фомичев, gen. n. (пермь).

2. С укороченной главной перегородкой:

а) кораллы с усиленными боковыми перегородками и двумя перегородками, смежными с противоположной (могут быть дополнительно усилены и другие перегородки I порядка): *Rhopalolasma* Нудсон (н. карбон), *Tachylasma* Grabaу (в. карбон — н. пермь), *Ufimia* Стускенберг (пермь);

б) кораллы с усиленными противоположной и боковыми перегородками (могут быть дополнительно усилены и другие перегородки I порядка): *Anisophyllum* М.-Эдвардс и Хейме (девон), *Sochkinophyllum* Grabaу (пермь).

Кроме того, В. Д. Фомичёв отметил кораллы с двумя усиленными перегородками — главной и противоположной: *Clinophyllum* Грове (н. — ср. карбон) и с одной усиленной перегородкой — противоположной: *Monophyllum* Фомичев, gen. n. (карбон).

В указанных группировках родов нетрудно видеть ряд уже существующих в литературе семейств и подсемейств плерофиллоидных ругоз, хотя В. Д. Фомичёв и не называет их в качестве таковых.

Одну из новейших классификаций плерофиллоидных ругоз мы находим у Лекомта [1952]; в ней использованы данные из чрезвычайно интересной работы Шиндевольфа [1942], касающейся изучения родов *Polyscoelia* и *Plerophyllum*.

Подавляющее большинство плерофиллоидных кораллов Лекомт объединяет в надсемейство *Polyscoelacea*, в составе которого выделяются следующие семейства: *Polyscoeliidae*, *Plerophyllidae*, *Endotheciidae* и

Tachylasmidae*. Семейство Lophophyllidiidae включается им в состав другого надсемейства Metriophyllacea, что вряд ли справедливо, поскольку такие роды как *Lophophyllidium* и *Sinophyllum* самым тесным образом связаны с группой родов *Sochkineophyllum*, на что уже обращали внимание А. Грабау [1928] и ряд других исследователей. Шиндевольфом и Лекомтом *Sochkineophyllum* рассматривается всего лишь в качестве подрода *Polycœlia*.

Таким образом все современные исследователи рассматривают плерофиллоидных ругоз как значительную и разнообразную группу кораллов, включающую целый ряд самостоятельных семейств; объем последних не всеми трактуется однозначно. Исходя из накопленных в настоящее время данных и наиболее установившихся общих представлений, может быть предложена следующая классификация Plerophyllida, как особого отряда кораллов подкласса Rugosa:

1. Семейство Plerophyllidae Кокер, 1924, включающее роды: *Oligophyllum* Роста, 1902 (ср. девон), *Cryptophyllum* Карруthers, 1919 (н. карбон), *Cystelasma* Миллер, 1891 (н. карбон), ? *Pentaphyllum* Копинск, 1872 (карбон — н. пермь), *Plerophyllum* Хинде, 1890 (= *Timorosmia* Кокер, 1924) (в. карбон — пермь), *Penamplexus* Шиндевольф, 1940 (в. пермь), *Pleramplexus* Шиндевольф.

2. Семейство Polycœliidae Роемер, 1883, включающее роды: *Phryganophyllum* Копинск, 1872 (н. карбон), *Tetralasma* Шиндевольф, 1942 (н. карбон), *Pleophyllum* Лесомпте, 1952 (= *Weisermelia* Шиндевольф, 1942) (н. карбон), *Polycœlia* Кинг, 1849 (= *Calophyllum* Дана, 1846 ном. nud. = *Tetraphyllum* Людвиг, 1865) (пермь), *Gerthia* Грабау, 1928 (? в. карбон — пермь), *Maichelasma* Фомичев, 1953 (пермь).

3. Семейство Hexalasmatidae fam. n., включающее роды: *Pseudocryptophyllum* Эстон, 1944 (н. карбон), *Hexalasma* Соскина, 1928 (= *Hexalasma* Ланг, Смитхет Томас, 1940, non *Hexalasma* Ноек, 1915) (пермь).

4. Семейство Tachylasmatidae Грабау, 1922, включающее роды: *Rhopalolasma* Худсон, 1936 (= *Rhopalelasma* Ланг, Смитхет Томас, 1940) (н. карбон), *Tachylasma* Грабау, 1922 (= *Tachyelasma* Ланг, Смитхет Томас, 1940) (в. карбон — пермь), *Ufimia* Стуценберг, 1895 (н. пермь), *Prionophyllum* Шиндевольф, 1942 (пермь).

5. Семейство Endotheciidae Шиндевольф, 1942, включающее род Endothecium Кокер, 1924 (в. пермь).

6. Семейство Sochkineophyllidae Грабау, 1928, включающее роды: *Anisophyllum* М.-Эдвардс и Хайме, 1850 (девон), *Triplophyllum* Эстон, 1944 (н. карбон), ? *Fasciculophyllum* Томсон, 1883 (н. карбон), *Sochkineophyllum* Грабау, 1948 (в. карбон — пермь), *Huangophyllum* Тсенг, 1948 (ср. часть перми), *Prosmilia* Кокер, 1924 part. (в. пермь), ? *Euryphyllum* Хилл, 1938 (пермь) и др.

7. Семейство Lophophyllidiidae Мооре и Джеффордс, 1945 (= ? Lophophyllidiidae Грабау, 1928), включающее роды: *Lophocarino-phyllum* Грабау, 1922 (н. карбон — н. пермь), *Lophophyllidium* Грабау, 1928 (ср. карбон — ср. часть перми), *Sinophyllum* Грабау,

* В последней сводке по ругозам Д. Хилл [1956] считает эти четыре подразделения подсемействами Polycœliidae Роемер, 1883.

1928 (ср. карбон — н. пермь), *Timorphyllum* Gerth, 1921 (в. карбон — пермь), *Malonophyllum* Okulitch et Albritton, 1937 (ср. часть перми) и др.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

При описании группы плерофиллоидных ругоз употребляются следующие термины:

К о р а л л (= кораллит в данном случае) — полный скелет индивидуума.

Э п и т е к а — наружный, обычно пигментированный известковый покров стенки коралла; ее поверхность может быть гладкой, концентрически морщинистой, продольно ребристой.

С т е н к а (= внешняя стенка в данном случае) — наружная оболочка коралла; выделяется непосредственно эктодермой (настоящая) или образуется слиянием периферических концов септ (ложная); может быть двуслойной.

Ч а ш к а — углубление, в котором помещается сам полип.

С е п т ы — радиальные перегородки (сдвоенные), образованные в мезентериальных складках эктодермального покрова полипа. Различают септы: а) первичные (протосепты), закладывающиеся в начале развития полипа и б) вторичные (метасепты), появляющиеся при дальнейшем развитии; среди последних различают: септы первого порядка (большие) и септы второго порядка (малые); иногда их называют септами третьего порядка (эктосепты). При обычном делении септ на два порядка в септы первого порядка включаются и 6 первичных септ.

О б о з н а ч е н и я п е р в и ч н ы х с е п т: главная (Cardinal, Hauptseptum) — Г (С, Н); противоположная (Counter, Gegenseptum) — П (Ст или К, G); боковые — две (Alar, Alarseptum) — Б (А); противоположные боковые — две (Counterlateral) — Бп (Сл).

С е п т а л ь н а я ф о р м у л а — условное выражение полного количества септ, в котором первичные септы имеют буквенное обозначение, а остальные цифровое — по количеству септ, заключенных между смежными первичными, причем септы второго порядка, если они хорошо развиты, могут быть обозначены знаком $\times 2$, ставящимся после септальной формулы. Примеры: Г2Б6П6Б2Г = 20 септ.; Г4Б8БпПБп8Б4Г = 30 септ или Г3Б6П6Б3Г $\times 2$ = 44 септы.

К в а д р а н т ы — четыре попарно равновеликие части коралла, заключенные между основными первичными септами: главной и боковыми и боковыми и противоположной; в зависимости от этого расположения квадранты называются главными и противоположными.

Ф о с с у л а — углубление, возникающее при главной септе, обычно укороченной и делящей его пополам. В соответствии с положением главной септы фоссула располагается на выпуклой и реже на вогнутой стороне коралла. Отклонения наблюдаются в тех случаях, когда плоскость билатеральной симметрии коралла не совпадает с плоскостью изогнутости коралла.

П с е в д о ф о с с у л ы — углубления, возникающие с противоположной стороны боковых септ.

Д н и щ а — горизонтальные скелетные образования, пересекающие центральную полость коралла и сливающиеся со стенкой. Днища фиксируют последовательные стадии передвижения полипа, являясь скелетным образованием базальной части его эктодермального покрова.

Д и с с е п и м е н т ы — скелетные пластинки между септами; могут переходить в пузырчатую ткань вдоль стенки.

С т е р е о п л а з м а — известковое вещество, состоящее из нарастающих слоев столбчатых кристаллов карбоната кальция и создающее дополнительное утолщение внутренних скелетных элементов коралла — главным образом септ (особенно их концов) и стенки; им заполняется иногда все внутреннее пространство ячейки. Стереоплазма эктодермального происхождения, она выделяется наружным эпителием подошвы полипа (базальная стереоплазма) и радиальных складок эктодермы.

ОПИСАНИЕ КОРАЛЛОВ

Род *HEXALASMA* S o s h k i n a, 1928, emend. n.

1928. *Hexalasma* Сошкина.

1937. *Hexalasma* Heritsch (?).

1940. *Hexelasma* Lang, Smith and Thomas.

1941. *Tachylasma* Сошкина (part).

Д и а г н о з. Одиночный коралл слегка рогообразно изогнутой формы, конический на молодой стадии роста и цилиндрический на взрослой; имеет слабые кольцевые вздутия. Стенка толстая и несет резкое стереоплазматическое утолщение изнутри. Эпитека имеет слабую продольную бороздчатость и концентрическую морщинистость. Чашка очень глубокая, воронкообразная, края острые. На протяжении всего роста коралла хорошо развитыми остаются 6 первичных септ; вторичные септы намечаются лишь на ранних стадиях роста. Противоположные квадранты равны или несколько больше главных. Днища на взрослой стадии наблюдаются; диссепименты отсутствуют.

Тип рода *Hexalasma primitivum*, 1928. Е. Сошкина. Нижнепермские (артинские) кораллы западного склона Северного Урала, БМОИП, отд. геол., т. VI, № 3—4, 1928: стр. 366, табл. XII, фиг. 10, 11, рис. в тексте 11. Сев. Урал, р. Щугор, Средние ворота. Нижняя пермь. Хранится в музее ПИН АН СССР, № 498/146 (Москва).

О б щ и е з а м е ч а н и я. Устанавливая этот род, Е. Д. Сошкина не дала его диагноза, однако детальное описание генотипа по серии поперечных шлифов позволяет составить совершенно четкое представление об основных особенностях рода и считать, что устойчивое сохранение 6 первичных септ в течение всей жизни коралла является его наиболее типичным признаком. Сама Е. Д. Сошкина, как мы уже отмечали раньше, не придает существенного значения в родовой диагностике группировке первичных септ и, основываясь на отсутствии у исследованного ею экземпляра днищ, уничтожает в дальнейшем род *Hexalasma*, помещая его в синонимику другого пермского рода *Tachylasma* (1941, стр. 51). Вместе с этим она отмечает большое сходство генотипа *Hexalasma* с очень примитивным видом *Tachylasma hexaseptatum* S o s h k. (1928, стр. 367; 1941, стр. 52) и считает их родственными. С последним заключением автора нельзя не согласиться, но с тою лишь оговоркой, что и *Tachylasma hexaseptatum*, видимо, относится к роду *Hexalasma*, так как характеризуется шестью устойчивыми первичными септами; «остальные же в редких случаях различимы в том или ином квадранте» (1928, стр. 361), но обычно теряются в толстом слое стереоплазмы. Вторичные септы первого порядка

намечаются и у описываемого ниже вида *Hexalasma*, но появление их нисколько не нарушает общего плана септального аппарата этого рода.

Что касается отсутствия дниц у описанных Е. Д. Сошкиной видов, то на наш взгляд этот признак имеет второстепенное значение, тем более, что в данном случае его появление находится в зависимости от возраста коралла: на ранних стадиях роста происходит выполнение ячейки стереоплазмой без каких-либо промежутков, и только в дальнейшем у форм, достигающих зрелости, появляются редкие и очень немногочисленные дница, располагающиеся узкой зоной между волокнистой массой базальной стереоплазмы и дном глубокой чашки. Внося эти дополнения и основываясь на типичной группировке первичных септ, мы считаем возможным восстановить род Е. Д. Сошкиной, рассматривая его как один из наиболее примитивных представителей одиночных ругоз палеозоя.

Свойственное многим ругозам первоначальное гексамерное расположение септ у этого рода почти не имеет дальнейшего усложнения и сохраняется в течение всего роста коралла как основная особенность его септального аппарата.

Род *Hexalasma* почти неизвестен в литературе и только Фр. Геричем в 1937 г. был описан единственный и недостаточно типичный его представитель из перми Тимора (Basleo).

Весьма вероятно, что родственную этому роду группу образуют оригинальные виды из нижнего цехштейна Тюрингии, описанные Р. Людвигом [R. Ludwig, 1866] как *Astrocyatus incisus* L u d w. и *A. compressus* L u d w. и отнесенные впоследствии А. Грабау [1928, стр. 30—34] под вопросом к установленному им роду *Gerthia*. Эти виды вряд ли принадлежат последнему, но отличаются и от *Hexalasma* хорошо развитыми вторичными септами первого и второго порядка. В этом отношении они приближаются к некоторым формам *Prosmilia* K o k e r (1924, стр. 28—30) — рода еще более сложного и неоднородного, часто характеризующегося хорошо выраженной билатеральной симметрией, системой пересекающихся дниц и кольцом пузырьчатой ткани. Этот род известен из слоев Basleo Тимора.

Замечательной особенностью, по-видимому, всех упомянутых представителей является то, что вторичные септы могут формироваться у них во всех 6 первичных камерах, т. е. и в камерах, лежащих между противоположной и смежными с ней боковыми септами. Нужно сказать, что эти камеры иногда заполняются редкими септами и у других позднермских *Rugosa*.

Еще более близким к *Hexalasma* является недавно установленный Истоном [W. H. Easton 1944, стр. 34, табл. 4, фиг. 8—11; табл. 16, фиг. 31] род *Pseudocryptophyllum*, происходящий из турнейских отложений Миссури.

Это одиночный коралл с толстой ребристой эпитекой, с хорошо развитыми только шестью первичными септами и только иногда со слабо намечающимися в противоположных квадрантах редкими вторичными септами. Первичные септы на ранних стадиях могут соединяться своими концами. Род характеризуется нормально развитыми выпуклыми дницами и отсутствием диссепиментов. Особенностью рода является неравномерное усиление первичных септ: главная и боковые септы сильно увеличены, а противоположная и две смежные с ней укорочены и сближены, хотя противоположные квадранты больше главных.

Истон отмечает близость описанного им рода к *Cryptophyllum* и *Plerophyllum*, названия которых, по его мнению, могут быть синонимами,

и считает, что основным отличием нового рода является устойчивое развитие 6 первичных септ. Именно этот признак, как мы видели, и характеризует род Е. Д. Сошкиной, что делает возможным рассматривать *Pseudocryptophyllum* и *Hexalasma* как близкие в генетическом отношении роды.

Сохранение рода *Hexalasma* нам представляется весьма важным не только из-за своеобразного устройства его септального аппарата, но и в силу того филогенетического значения, какое приобретает этот род в связи с удержанием первичных гексамерных черт в своем строении и в связи с вопросом о соотношении *Tetra*- и *Hexacoralla*.

Hexalasma protoseptatum S o k. sp. n.

Табл. I, фиг. 1—3

Д и а г н о з. Довольно крупный одиночный коралл почти цилиндрической формы, покрытый толстой концентрически морщинистой эпитекой, несущей слабую и тонкую продольную ребристость. Диаметр у основания чашки 23 мм, длина до 70—80 мм. Септальная формула (взрослая стадия): ГВБпПБпБГ = 6 септ; септы второго порядка иногда слабо намечаются. Несколько выпуклые днища хорошо развиты.

О п и с а н и е. В коллекции вид представлен несколькими неполными экземплярами с хорошо сохранившейся чашкой в зрелой стадии роста. Форма коралла является конической только в начальной стадии и далее переходит в цилиндрическую с незначительно и постепенно увеличивающимся диаметром. Снаружи коралл покрыт очень толстой эпитекой, имеющей слабые пережимы и концентрическую морщинистость; продольная ребристость тонкая, но вполне отчетливая, причем она не стоит ни в какой связи с септальным аппаратом коралла. Толстая стенка имеет ясную волокнисто-слоистую микроструктуру. Чашка очень глубокая и широкая с острыми клиновидными краями.

Размеры изучаемых экземпляров следующие: один экземпляр имеет диаметр от 20 до 24 мм (чашка), при длине около 50—55 мм; другой экземпляр — диаметр от 13 до 16 мм (зрелая часть) при длине 25 мм; остальные экземпляры более мелкие.

Хорошо развиваются только шесть первичных септ: главная, боковые, смежные с противоположной и противоположная, причем лучше развиты первые три септы и слабее всех две смежные с противоположной. На зрелой стадии роста шесть первичных септ достигают центра и соприкасаются своими сильно утолщенными концами. Между боковыми и противоположными боковыми септами (т. е. в наиболее крупных секторах) здесь иногда намечаются септы второго порядка, выступающие в виде неправильных грубых валиков. С дальнейшим ростом коралла вторичные септы исчезают вовсе и остается только шесть первичных септ, хорошо выраженных и в чашке. Внутренняя поверхность стенки и септы очень сильно утолщены слоем стереоплазмы, которая на молодых стадиях роста заполняет всю полость ячейки; кверху слой стереоплазмы постепенно делается тоньше. Стереоплазма образует отчетливые наслоения, особенно четкие на булавовидных концах септ, и состоит из призматических кристаллов, ориентированных перпендикулярно линиям нарастания; на концах септ поэтому она имеет радиально-лучистую структуру.

Противоположные квадранты в течение всего развития коралла превосходят по своим размерам главные.

Днища в верхней части коралла хорошо развиты. Они несколько приподнимаются вдоль стенки и являются выпуклыми; стереоплазматическое утолщение дний выражено отчетливо. Расстояние между днищами колеблется около 3—5 мм.

С р а в н е н и е. В литературе пока известно лишь два пермских вида, которые можно относить к этому роду: *Hexalasma primitivum* S o s h k., переименованная в настоящее время Е. Д. Сошкиной в *Tachylasma* [1941, стр. 51, табл. 11, фиг. 4; табл. XII, фиг. 4] и *Tachylasma hexaseptatum* S o s h k., которую следует переименовать в *Hexalasma hexaseptatum* [1941, стр. 49, табл. 11, фиг. 1—2; табл. XII, фиг. 3]. От первого описанный вид отличается цилиндрической формой, большими размерами, исключительно сильным стереоплазматическим утолщением септ, неравновеликостью квадрантов и хорошим развитием дний. Отличительные черты от второго вида, близкого к *Hexalasma protoseptatum* по размерам поперечного сечения, но не по форме, состоят в том же и, кроме того, у *Hexalasma hexaseptatum* намечается вполне отчетливое развитие септ второго порядка в противоположных квадрантах — так же увеличенных, как и у *Hexalasma protoseptatum*.

В о з р а с т. Указанные сходные формы характеризуют верхи артинских отложений Урала. За пределами СССР недостаточно типичный представитель *Hexalasma primitivum* (S o s h k.) описан Фр. Геричем [F. Heritsch, 1937, стр. 7, табл. II, фиг. 46a — c] из слоев Basleo Тимора.

О возрасте описанного вида можно судить только на основании приведенных сравнений со сходными видами из верхнеартинских отложений Урала и из слоев Basleo Тимора.

Поскольку эти толщи нельзя считать синхроничными, и слои Basleo являются более молодыми, то, видимо, и описанный вид также является более молодым, чем уральские представители, так как он находится вместе с другими видами кораллов, близкими к кораллам Тимора, и, кроме того, сопровождается брахиоподами и моллюсками верхнепермского облика (по данным Д. Л. Степанова и В. М. Заводовского).

Род *PLEROPHYLLUM* H i n d e, 1890, emend. G e r t h, 1922, emend. G r a b a u, 1928.

- 1890. *Plerophyllum* H i n d e (part.).
- 1899. *Pentaphyllum* A r t h a b e r (non K o n i n s k, 1872).
- 1921. *Plerophyllum* G e r t h (part.).
- 1924. *Timorosmia* K ö k e r.
- 1928. *Plerophyllum* G r a b a u.
- 1939. *Plerophyllum* H e r i t s c h.
- 1941. *Plerophyllum* С о ш к и н а (part.).
- 1942. *Plerophyllum* S c h i n d e w o l f.
- 1952. *Plerophyllum* L e s c o m p t e (part.).

Д и а г н о з. Одиночный коралл рогообразной формы с толстой стенкой, покрытой концентрически морщинистой эпитекой, под которой нередко наблюдается продольная ребристость; чашка глубокая. Характерным является сильное развитие пяти первичных септ: главной, двух боковых и двух боковых, соседних с противоположной; сама противоположная септа чаще бывает укороченной. Вторичные септы обычно отчетливо дифференцированы. Главные и противоположные квадранты на зрелых стадиях роста развиты более или менее одинаково, а на ранних стадиях главные иногда отстают в развитии. Днища простые, приподнятые у стенки и плоские в средней части.

Тип рода *Plerophyllum australe* H i n d e, 1890. G. Hinde, Notes on the Paleontology of Western Australia. Geol. Mag., vol. VII, N. 5, 1890, стр. 195—196, табл. VIIIA, фиг. 1a—1t Зап. Австралия, Виктория. Нижняя пермь. Место хранения неизвестно. (Избран 1928, стр. 46).

О б щ и е з а м е ч а н и я. До работы Хайнда, представители этого рода были описаны Абихом (Abich, 1878) из верхней перми Армении, но относились к другим родам и в частности один из наиболее типичных представителей рода *Plerophyllum leptoconicum* (A b i c h) был описан как *Clisiophyllum*. Вид этот очень близок к австралийскому *P. australe* и по мнению Е. Д. Сошкиной [1941, стр. 79] название последнего должно быть уничтожено как синоним; Фр. Герич [1937, стр. 10] отмечает лишь родственность этих видов.

Установленный до работы Хайнда род *Pentaphyllum* К о п и н с к (А. Koninck, 1871, 1872, стр. 58) из турне Бельгии также, видимо, является близким *Plerophyllum*, но вопрос об их соотношении, как отмечает Герт [1921, стр. 88], может быть решен только после изучения оригиналов Конинка. Пока лишь можно отметить, что пермские представители, описывавшиеся ранее как *Pentaphyllum*, являются типичными *Plerophyllum*.

Большое значение для установления объема этого рода имели работы Герта [1921] и А. Грабау [1928], хотя взгляды этих исследователей и не являются общими: у первого в одном роде объединяются представители с двумя комбинациями первичных септ, у второго они расчленяются между родами *Tachylasma* и *Plerophyllum*, причем такому признаку как днища, А. Грабау в родовой диагностике существенного значения не придает. Этот взгляд разделяем и мы, принимая род *Plerophyllum* в объеме, установленном А. Грабау.

В качестве синонима *Plerophyllum* приходится рассматривать название *Timorosmia* К о к е р [Е. М. Koker 1924, стр. 25]. Генотипом последнего рода И. Кокер избрала *Plerophyllum radiformis* G e r t h, являющийся типичным представителем рода Хайнда. Что касается некоторых незначительных особенностей в микроструктуре септ *Timorosmia*, то они вряд ли могут служить основанием к выделению этого рода, обладающего характерным для *Plerophyllum* развитием пяти первичных септ. Этому взгляду придерживается и Фр. Герич [1937, стр. 7], видимо, также принимающий род *Plerophyllum* в объеме, установленном А. Грабау. Существенно иная трактовка рода дается Е. Д. Сошкиной [1925, стр. 91—96; стр. 381—385; 1932, стр. 263—265; 1941, стр. 73—84], которая объединяет под этим названием всех представителей с дифференцированными септами, независимо от группировок первичных септ, исходя в основном из наличия у них днищ. С нашей точки зрения, большинство описываемых ею видов *Plerophyllum* должны быть распределены между родами *Tachylasma* и *Sochkineophyllum*; типичным является *Plerophyllum leptoconicum*. Взгляды Е. Д. Сошкиной наиболее близки к взглядам Герта и И. Кокер, которая под названием *Plerophyllum* также описала около десятка видов и разновидностей, относящихся, главным образом, к роду *Tachylasma*; к этому же роду должны быть отнесены и некоторые описанные ею формы *Caninia* (табл. 4).

Таким образом, представители рода *Plerophyllum* являются более редкими, чем это может показаться с первого взгляда при просмотре литературы.

Наиболее близким к нему, несомненно, является род *Tachylasma*, причем в ряде случаев бывает затруднительным проведение границы

между ними. * Видимо эта причина и заставила Е. Д. Сошкину в поисках наиболее четкого критерия при разграничении указываемых родов опираться на такой признак как присутствие или отсутствие днищ. Хотя наглядность этого критерия и не подлежит сомнению, однако такое разграничение с биологической точки зрения кажется более искусственным, чем разграничение на основании строения септального аппарата, особенно, если учесть, что, при всем сходстве в группировке первичных септ *Tachylasma* всегда характеризуется редуцированной главной септой, отсутствием в этой области фоссулы и отставанием в развитии главных квадрантов, тогда как у рода *Plerophyllum* главная септа всегда хорошо развита, фоссула при ней отсутствует, и квадранты более или менее равны. Днища и базальная стереоплазма играют у *Tachylasma*, по нашему мнению, аналогичную роль.

Plerophyllum (?) *fragile* S o k. sp. n.

Табл. 1, фиг. 6—8

Д и а г н о з. Небольшой одиночный коралл рогообразной формы со слабо ребристой эпитекой. Диаметр при основании чашки 14 мм. Септальная формула (взрослая стадия): ГЗБ5БпПБп5БЗГ = 22 септы; резко усилены Г и Б. Главные и противоположные квадранты приближаются по величине, но первые отстают по развитию от вторичных септ. Редкие днища появляются на взрослой стадии.

О п и с а н и е. К этому виду мы относим два неполных экземпляра, из которых один принадлежит, по всей вероятности, юной форме, а другой является верхней частью взрослой. Рогообразный коралл имеет постепенно увеличивающийся диаметр. Поверхность эпитеки морщинистая; иногда наблюдаются концентрические пережимы и слабая продольная ребристость; стенка довольно толстая, двухслойная. Чашка глубокая и свободная, с утолщающимся краем. Длина молодого экземпляра по всей вероятности достигает 30—40 мм, взрослого — 70 мм (обломки имеют величину 15 и 25 мм). Диаметр чашки молодого экземпляра 14—16 мм, взрослого 18—20 мм.

Устройство септального аппарата отчетливо наблюдается у молодой формы на поперечном разрезе непосредственно ниже основания чашки. При диаметре 14 мм наблюдается 11 септ, причем выделяется главная (самая развитая) и две боковые, встречающиеся с нею в центре. Противоположная и смежные с нею две первичные боковые развиты слабее, однако при типичном развитии первых трех септ принадлежность коралла к роду *Plerophyllum* кажется весьма вероятной. Несмотря на значительные размеры главных квадрантов, вторичные септы здесь развиты слабо, так что значительная часть пространства остается свободной. Противоположные квадранты содержат по пяти различной величины хорошо развитых вторичных септ первого порядка; септы второго порядка не наблюдаются. Стереоплазматическое утолщение септ у этого экземпляра значительное, причем стереоплазма заполняет почти все пространство ячейки. Для второго экземпляра (взрослого) также можно отметить отсутствие септ второго порядка, слабое развитие вторичных септ в главных

* Например, указываемый О. Шиндевольфом (О. Н. Schindewolf, 1930, стр. 220) *Plerophyllum* (*Tachylasma*) sp. n; по характеру симметрии он напоминает также *Prosmilia*, но, видимо, скорее относится к *Plerophyllum* (Тимор, Basleo).

квадрантах при сохранении их крупных размеров и значительную их дифференциацию в противоположных.

В пределах чашки в главных квадрантах наблюдается только одна разделяющая их главная септа; в противоположных одновременно насчитывается по 5—6 септ, не считая самой противоположной и смежных с нею боковых. Последние имеют тот же характер, что и у молодого экземпляра. В зоне непосредственно ниже чашки хорошо развиваются редкие днища, несколько опущенные вдоль стенки и плоские или слабо вогнутые в центральной части.

С р а в н е н и е. От немногочисленных типичных видов этого рода: *Plerophyllum australe* H i n d e (Хайнд, 1890, стр. 195, табл. VIIIA, фиг. 1a—1i), *Plerophyllum leptonicum* (A b i c h) (Герич, 1937, стр. 9, табл. II, фиг. 8—21; Е. Д. Сошкина, 1941, стр. 78, табл. VI, фиг. 7, исключая табл. XIII, фиг. 12—15), *Plerophyllum radiciformis* G e r t h (Герт, 1921, стр. 92, табл. II, фиг. 15—18, фиг. в тексте 8; Герич, 1937, стр. 7, табл. I, фиг. 17a—c) описанная форма отличается очень слабым развитием вторичных септ в главных квадрантах при их одинаковых размерах, более значительным усилением главной септы и двух боковых и большими размерами.

Plerophyllum radiciformis G e r t h, происходящий из слоев Basleo Тимора кажется из этих видов наиболее близким. От другого сходного тиморского вида *Plerophyllum weberi* G e r t h (Герт, 1921, стр. 93, табл. II, фиг. 19; табл. III, фиг. 21; А. Грабау, 1928, стр. 73) описанная форма отличается размерами и более слабым развитием противоположной и смежных с ней боковых септ. По значительной величине главной септы близким является *Plerophyllum timorensis* var. *typicum* K o k e r (Кокер, 1924, стр. 17, табл. 8, фиг. 1, исключая все остальные) из Basleo, но по всем остальным признакам они отличаются. Другие формы этого вида, описанные И. Кокер, относятся к *Tachylasma*. Значительные черты сходства наблюдаются у описанной формы с казанским *Plerophyllum variabile* S o s h k. (Е. Д. Сошкина, 1941, стр. 83, табл. VII, фиг. 1a—v), который существенно отличается лишь несколько большим количеством септ при меньшей величине диаметра. Сравнение с другими представителями этого рода, описанными из разных мест (Хуан Цзи-цин, 1932, Добролюбова, 1936, Фр. Герич, 1937 и др.), является затруднительным, так как они имеют приближенное определение.

В о з р а с т. О возрасте можно судить на основании некоторой близости к тиморским видам из Basleo и близости к *Plerophyllum variabile*, происходящему из отложений казанского яруса (верхняя пермь).

Род *GERTHIA* G r a b a u, 1928.

- 1890. *Plerophyllum* H i n d e (part.).
- 1898. *Polycoelia* Ш т у к е н б е р г.
- 1921. *Polycoelia* G e r t h.
- 1924. *Polycoelia* K o k e r.
- 1924. *Plerophyllum* K o k e r (part.).
- 1928. *Gerthia* G r a b a u.
- 1928. *Tachylasma* С о ш к и н а.
- 1937. *Gerthia* H i l l.
- 1938. *Euryphyllum* H i l l (? part.).
- 1939. *Gerthia* H e r i t s c h.
- 1941. *Tachylasma* С о ш к и н а (part.).
- 1941. *Polycoelia* С о ш к и н а (part.).

1941. *Timorphyllum* Moor and Jeffords (?).
 1942. *Polycoelia* Schindewolf (part.).
 1953. *Polycoelia* Фомичёв (part.).

Д и а г н о з. Одиночный коралл почти цилиндрической формы, изогнутый, небольшого диаметра; имеет толстую стенку с продольно-ребристой эпитекой и тонкой морщинистостью. Чашка глубокая, коническая, с острыми краями. По длине и толщине выделяются четыре первичные септы: главная, противоположная и две боковые, нередко булавовидно утолщенные к центру. Противоположные квадранты отчетливо увеличены. Вторичные септы первого и второго порядков хорошо развиты. Днища и диссепименты отсутствуют или немногочисленны у высокоспециализированных форм.

Тип рода *Polycoelia angusta* Rothpletz, 1892, H. Gerth, Die Anthozoen der Dyas von Timor, Pal. von. Timor, IX Lief., 1921, стр. 94, фиг. в тексте 9, 10. Тимор, слои Basleo. Хранится в музее Геолого-палеонтологического института Боннского университета.

Наиболее близкими родами к *Gerthia* являются *Polycoelia** и *Plerophyllum*. Сходство с *Polycoelia* заключается в усиленном развитии одних и тех же первичных септ, которые, однако, у *Polycoelia* имеют крестообразное расположение, разделяя полость коралла на 4 равных квадранта. Общей чертой с *Plerophyllum* является порядок формирования септ. На это обстоятельство впервые обратил внимание Герт (1921, стр. 94), а также И. Кокер (1924, стр. 24) и А. Грабау (1928, стр. 28), причем Кокер род *Polycoelia* s. lato поместил в сем. Plerophyllidae. Характеризуя *Polycoelia* s. lato, Герт отмечает непостоянство днищ у европейских представителей этого рода и их отсутствие у индийских представителей. Эта черта, видимо, одинаково проявляется у собственно *Polycoelia* и у *Gerthia*, которые, судя по работе Е. Д. Сошкиной (1941, стр. 52—54; стр. 69—70), также имеют или хорошо развитые днища, или днища отсутствуют, и лишь иногда сохраняются диссепименты.

Представители рода *Gerthia* уже давно известны в литературе, но описывались обычно вместе с *Polycoelia* или *Plerophyllum*. К ним относятся *Plerophyllum sulcatum* Hinde** (Хайнд, 1890, стр. 197, табл. VIIIA, фиг. 2, 2a), *Polycoelia profunda* Stuckenberg (Штукенберг, 1897, стр. 273, табл. V, фиг. 9), исключительно типичный *Polycoelia angusta*, описанный Гертом (1921, стр. 94, фиг. в тексте 9—10) и И. Кокер из Basleo Тимора, а также описанный И. Кокер *Plerophyllum tenue* Кокер (И. Кокер, 1924, стр. 20—21, табл. 3, фиг. 4—4a). Отнесенные А. Грабау (1928, стр. 30—33) к *Gerthia* (?) упоминавшиеся ранее виды Р. Людвиг, по всей вероятности, не являются типичными так же, как и описанная Фр. Геричем (1937, стр. 11, табл. II, фиг. 34—36) *Gerthia incisa* (Ludw.). Изображенный Д. Хилл (1938, табл. I, фиг. 8—9) *Euriphyllum reidi* (образец F. 3245) отличен от других экземпляров

* *Polycoelia* King, 1849 является, по-видимому, полным синонимом *Calophyllum* Dana, 1846. Хотя это обстоятельство было признано самим автором рода *Polycoelia*, последующими авторами приоритет Дана игнорировался, и название *Polycoelia* прочно вошло во всю современную литературу.

** В. Д. Фомичёв [1953a] считает этот вид скорее принадлежащим к его новому пермскому роду *Maichelasma*, который отличается от *Gerthia* очень толстыми тесно сжатыми септами и полным отсутствием днищ и диссепиментов. В этом отношении *Maichelasma* близка к *Plerophyllum* Lesompte, 1952 (= *Weissermelia* Schindewolf, 1942) из н. карбона, который, однако, по расположению первичных четырех септ ближе стоит к *Polycoelia*. В. Д. Фомичёв предлагает считать *Gerthia* синонимом *Polycoelia*.

последнего и скорее должен быть отнесен к роду *Gerthia*; он также наиболее близок к *Plerophyllum sulcatum* H i n d e. Возможно родственным *Gerthia* является американский верхнекаменноугольный род *Empodesma* M o r e t J e f f o r d s (Мур и Джеффордс, 1945, стр. 89, фиг. 10a—d).

В СССР виды, несомненно принадлежащие этому роду, описывались Е. Д. Сошкиной как *Tachylasma angusta* (R o t h p l.) (1928, стр. 352—354, рис. 1—2), переименованной впоследствии ею же (1941, стр. 52—54, табл. II, фиг. 5—6) и *Tachylasma gerthi* S o s h k. (nom. n.).

В синонимику этого вида была включена и *Polycoelia angusta* R o t h p l., описанная из Basleo Тимора Гертом. Опираясь, однако, на данные последнего и его изображение, А. Грабау был установлен род *Gerthia*, а указанный вид избран в качестве его генотипа. Необходимо отметить, что при этом ни у Герта, ни у А. Грабау, видимо, не возникало сомнения в идентичности формы Герта с тиморским же оригиналом Ротплекса, хотя Е. Д. Сошкина вполне основательно считает их различными. Именно поэтому она и дает новое название *Tachylasma gerthi* для тиморских форм, описанных Гертом как *Polycoelia angusta* и уральских форм, описанных ею как *Tachylasma angusta*. Для окончательного уточнения этого вопроса необходимо добавить, что Гертом под одним названием, видимо, было описано два вида, оригиналы которых хранятся в разных музеях. Е. Д. Сошкина в качестве голотипа *Tachylasma gerthi* избрала одну форму (табл. 2, фиг. 20, 21; хранится в Дельфте), тогда как А. Грабау в качестве генотипа *Gerthia* избрал другую (стр. 94, фиг. в тексте 9 и 10; хранится в Бонне), допуская все же, что первая может быть специализированной формой *Gerthia*.

Форма, описанная Е. Д. Сошкиной с Урала, очень отдаленно напоминает избранный ею голотип, тем более, что последний близок по своим признакам к *Polycoelia*; уральская же форма является типичной *Gerthia*, как и боннский экземпляр. С нашей точки зрения, как боннский и дельфтский экземпляры, так и экземпляр, происходящий с Урала, являются представителями трех различных видов, которые, по всей вероятности, и стратиграфически занимают различное положение.

Е. Д. Сошкина считает возможным включение рода *Gerthia* в синонимику *Tachylasma* (как лишенного дний) и в то же время некоторые формы этого рода, имеющие дний, описываются ею как *Polycoelia* (например, род *P. baytuganense* S o s h k., 1941, стр. 69). Мы позволяем себе не согласиться с этой точкой зрения и считать *Gerthia* вполне самостоятельным родом, имеющим большое значение в стратиграфии пермских отложений.

Gerthia sibirica S o k. sp. n.

Табл. I, фиг. 4—5

Д и а г н о з. Небольшой одиночный коралл почти цилиндрической формы, со слабо ребристой толстой эпитекой. Диаметр при основании чашки 20 мм. Септальная формула (взрослая стадия): ГЗ-4Б8-9П8-9БЗ-4Г- = 26-30 септ. Главные квадранты сильно редуцированы. Дний отсутствуют.

О п и с а н и е. В коллекции имеется несколько неполных экземпляров, принадлежащих этому виду. Коралл почти цилиндрической формы и небольшой длины. Поверхность эпитеки несет продольную ребристость и слабую концентрическую морщинистость. Стенка очень толстая, отчет-

ливо двуслойная. Чашка глубокая, воронкообразная, занимает не менее половины длины коралла. Рубцы прикрепления не видны.

На септах наблюдается значительное наложение стереоплазмы. Из четырех первичных выдающихся септ менее утолщена и несколько укорочена главная. Вторичные септы различны по своей величине, но всегда меньше первичных. Они отчетливо разделяются на септы первого и второго порядка, причем распределение их среди септ первого порядка не носит характера строгого чередования.

Характер развития септ на ранней стадии роста остался неизвестным. При диаметре в 16 мм первичные септы резко выделяются, и уже отчетливо видна дифференциация вторичных септ. В противоположных квадрантах развивается по 8—9 септ, в главных — по 4, однако только по одной из них развивается хорошо, остальные три лишь едва намечаются в толстом слое стереоплазмы. Наблюдать все 4 септы в полном развитии удастся лишь в самом основании чашки, но с переходом в последнюю все септы быстро укорачиваются, и внутренняя стенка чашки еще не достигая острого края (при толщине стенки в 2 мм), становится почти гладкой с едва выдающимися зубчиками первичных септ.

Днища и диссепименты не развиваются; стереоплазма на ранних стадиях развития заполняет всю ячейку.

С р а в н е н и е. Наиболее близкие черты сходства описанный вид обнаруживает с *Gerthia angusta*, описанной Гертом из Basleo Тимора (1921, стр. 94, фиг. в тексте 9—10, табл. 2, фиг. 20—21) под названием *Polycoelia angusta* R o t h p l. и в дальнейшем переописанной А. Грабау (1928, стр. 27—29, фиг. 5а—в) в качестве генотипа рода *Gerthia*. Наши формы имеют в два раза больший диаметр чашки и характеризуются отставанием в развитии главных квадрантов, в которых хорошо развивается лишь по одной септе. Общее число септ у *Gerthia angusta* при максимальном диаметре в 10 мм = 22×2 .

От *Polycoelia angusta*, изображенной Геротом на табл. 2, фиг. 20—21 и принятой Е. Д. Сошкиной в качестве голотипа нового вида *Tachylasma gerthi* S o s h k. (1941, стр. 52—54, рис. 12), описанный вид отличается свойственным *Gerthia* расположением первичных септ и значительно более крупными размерами при меньшем числе септ. Следует считать, что из уральских экземпляров, описанных под этим названием, к *Tachylasma gerthi* (или вернее к *Gerthia gerthi*) должен быть отнесен, видимо, только паратип № 17/146, а экземпляр № 16/146, описанный ею как типичный (он также назван голотипом), по нашему мнению, является совершенно другим видом, нуждающимся в новом названии. Очевидно справедливим будет назвать его *Gerthia soshkinae* пом. п., считая экземпляр № 16/146 из артинского яруса Сев. Урала (р. Кожим) голотипом этого вида.

Gerthia sibirica S o k. sp. n. отличается от него большими размерами (20 мм, вместо 7 мм), бóльшим числом септ (26—30 вместо 16—18), более резкой дифференциацией септ и хорошим развитием в главных квадрантах лишь по одной септе вместо двух, развивающихся у уральского вида.

Описанный И. Кокер *Plerophyllum tenue* (К о к е р) (И. Кокер, 1924, стр. 20, табл. 3, фиг. 4, 4а) и также являющийся типичным видом *Gerthia*, имеет цилиндрическую форму, диаметр около 6—10 мм и всего лишь 24 септы, среди которых выдающимися являются только 4 первичные, остальные же не дифференцируются. Эти признаки сближают *Gerthia tenue* (К о к е р) скорее с другими тиморскими видами, чем с описываемым. Несколько ближе к нему стоит *Gerthia heintzi* Н е г., описанная

Ф. Геричем со Шпицбергена (1939, стр. 78, табл. 16, фиг. 5; табл. 20, фиг. 2, 3). *Gerthia sibirica* S o k. sp. n. приближается к ней по дифференциации септ и большому диаметру, но отличается все же меньшим числом септ при большем диаметре (26—30 при 16 мм, вместо 34 при $10 \times 12,8$ мм), более слабым развитием главных квадрантов и более резким утолщением септ наслоениями стереоплазмы.

От других известных пермских и каменноугольных видов *Gerthia* [*G. sulcata* (H i n d e), *G. baytuganense* (S o s c h k.), *G. japonica* (O z a w a), *G. minor* C h i и др.] описанный вид отличается еще более резко. По внешнему облику он приближается также к *Maichelasma magnum* F o m i s c h e v (В. Д. Фомичев 1953, стр. 30—32, табл. IV, фиг. 2—3) из низов верхней перми Дальнего Востока, но у дальневосточного вида значительно больше септ.

В о з р а с т. Наиболее значительное сходство *Gerthia sibirica* S o k. sp. n. обнаруживает с *Gerthia angusta* из Basleo Тимора. Находки в подстилающих слоях сибирского местонахождения брахиопод верхнепермского типа, видимо, позволяют и описанному виду приписывать верхнепермский возраст. Косвенно об этом свидетельствует и сходство с крайне близким к *Gerthia Maichelasma magnum* F o m., происходящим из долинолиновой свиты Приморского края Дальнего Востока (низы верхней перми).

Gerthia crassa S o k. sp. n.

Табл. II, фиг. 1—5

Д и а г н о з. Коралл со слабо ребристой толстой эпитекой. Диаметр при основании чашки 15 мм. Септальная формула (взрослая стадия): Г1—Б4—П4—Б1—2Г=14—20 септ, обычно 14. Главные квадранты сильно редуцированы. Днища развиты.

О п и с а н и е. В коллекции имеется 8 экземпляров, принадлежащих этому виду. Длина наиболее полного из них около 65 мм при диаметре на взрослой стадии 14—15 мм; диаметр одного из других экземпляров 17×19 мм. Коралл сильно изогнут и постепенно увеличивается в диаметре по направлению роста. Поверхность эпитеки довольно гладкая со слабой концентрической морщинистостью и намечающейся продольной ребристостью. Стенка очень толстая и отчетливо двуслойная. Характер чашки установить не удалось.

Септы сильно утолщены наслоениями стереоплазмы, особенно в противоположных квадрантах; кверху наслоения стереоплазмы становятся тоньше. Из четырех первичных септ особенно резко утолщена противоположная; главная достигает ее размеров на зрелой стадии. Вторичные септы различны по своей величине, и некоторые из септ первого порядка приближаются по размеру к боковым; септы второго порядка развиты очень слабо. На ранних стадиях роста септы примыкают друг к другу; при диаметре 12 мм (в 40 мм выше основания) их количество равно 14 (Г1 Б4 П4 Б1Г), при диаметре 15 мм — 19 (Г2 Б6 П6 Б1Г); вторичные септы второго порядка появляются в основном в этом интервале и, как видно из приведенных септальных формул, возникают в противоположных квадрантах между парами септ первого порядка. Судя по разрезу другого экземпляра на более молодой стадии (непосредственно ниже чашки), септы второго порядка могут вообще отсутствовать или едва намечаться стереоплазматическим утолщением стенки по краям противоположных квадрантов со стороны боковых септ.

5 Заказ 1893.

Характерной особенностью вида является слабое развитие главных квадрантов, в которых хорошо развивается лишь по одной септе, отчетливо выступающей на всех стадиях роста коралла.

Днища появляются с того момента, когда коралл приобретает более или менее постоянный диаметр. Они приподнимаются от стенки кверху и далее становятся горизонтальными, иногда несколько прогибаясь. Местами наблюдается развитие стереоплазмы между соседними днищами.

С р а в н е н и е. От описанного выше вида *Gerthia crassa* отличается иной септальной формулой, появлением хорошо развитых днищ и меньшим диаметром поперечного сечения; сближает их характер развития главных квадрантов. Наиболее близкими видами являются *Gerthia tenue* (K o k e r) и *Gerthia soshkinae* пом. п. Первая, описанная И. Кокер (1924, стр. 20, табл. 3, фиг. 4, 4а) из перми Тимора как *Pterophyllum tenue*, отличается в два раза меньшим диаметром и хорошим развитием главных квадрантов с 4 септами; приближается по характеру развития противоположных квадрантов. Вторая, описанная Е. Д. Сошкиной (1941, стр. 52, табл. 11, фиг. 5, только!) из верхней части артинского яруса Урала как *Tachylasma gerthi*, отличается очень маленьким диаметром (4—6 мм) при том же числе септ, постоянным присутствием двух, хорошо развитых септ первого порядка в главных квадрантах и отсутствием днищ; по общему типу септального аппарата эти формы весьма близки. Как уже отмечалось выше, форма, описанная Е. Д. Сошкиной под названием *Tachylasma gerthi*, значительно отличается от тиморского голотипа и, оставляя за последним название *Gerthia gerthi* (S o s h k.), мы считаем возможным для уральского вида дать новое название в честь Е. Д. Сошкиной. Тиморскому виду, по всей вероятности, соответствует паратип, изображенный Е. Д. Сошкиной на рис. 6. Несколько приближается к описанной форме *Timorphyllum simulans* M o o r e t J e f f o r d s (Мур и Джеффордс, 1941, стр. 102, табл. 6, фиг. 3, табл. 8, фиг. 6), происходящий из средней перми Техаса (Leonard Ser.). Он имеет 18 больших септ при диаметре 15 мм, причем главная септа характеризуется слабым утолщением. Противоположная септа хорошо развита, но столбика не образует. Это дает основание сомневаться в принадлежности описанной формы к роду *Timorphyllum*.

Австралийские представители рода *Gerthia* отличаются от описанного вида еще больше.

В о з р а с т. О возрасте можно судить только на основании сходства с приведенными выше формами. Близость *G. crassa* к верхнеартинской *G. soshkinae* и некоторым видам средней перми Тихоокеанской области, по-видимому, не будет противоречить заключению, сделанному о возрасте *Gerthia sibirica* S o k. sp. n.

Gerthia (? *Maichelasma*) sp.

Табл. II, фиг. 6

О п и с а н и е. В коллекции имеется один небольшой экземпляр коралла, принадлежащий по основным признакам роду *Gerthia* и, возможно, являющийся юной формой *Gerthia sibirica* S o k. sp. n. Сохранился обломок с частью чашки; форма коралла была конической. Длина обломка 22 мм; цельный экземпляр, по-видимому, не превышал 40—45 мм; диаметр у основания чашки 15 мм. Характер эпитеки тот же, что и у *Gerthia sibirica* S o k. sp. n. Стенка толстая. Септы сильно утолщены, причем до самого дна чашки находятся в тесном соприкосновении. Четыре пер-

вичные септы значительно выделяются по своим размерам, толщине и положению; главная септа несколько тоньше других. Вторичные септы хорошо развиты и представлены септами первого и второго порядка. Главные квадранты значительно меньше противоположных, причем в них также выделяется лишь по одной септе первого порядка, хотя второй порядок и намечается. При сечении коралла несколько ниже дна чашки (диаметр 15 мм) септальная формула выражается в следующем виде: Г4 Б9 П8 Б2 — 3Г = 27—28 септ. Все скелетные образования сильно утолщены наслоениями стереоплазмы; днища и диссепименты отсутствуют.

С р а в н е н и е. По значительной дифференциации септ, септальной формуле, небольшому размеру главных квадрантов и отсутствию днищ, описанная форма ближе всего стоит к *Gerthia sibirica* S o k. sp. n. и, возможно, является юным представителем этого вида. От *Gerthia crassa* она отличается более значительной дифференциацией септ в противоположных квадрантах, появлением септ второго порядка в главных квадрантах и отсутствием днищ, хотя, видимо, на этой стадии роста и *Gerthia crassa* лишена днищ.

Необходимо также отметить, что перечисленные признаки описанной формы почти полностью совпадают с теми признаками, которые В. Д. Фомичёв [1953] считает характерными для *Maichelasma* — рода, стоящего весьма близко к *Gerthia*.

В о з р а с т. Форма происходит из того же местонахождения, что и вышеописанные.

Род *SOCHKINEOPHYLLUM* G r a b a u, 1928

- 1921. *Plerophyllum* G e r t h (? part.).
- 1924. *Prosmilia* K o k e r (? part.)
- 1925. *Plerophyllum* С о ш к и н а
- 1928. *Tachylasma* С о ш к и н а (part.)
- 1928. *Plerophyllum* С о ш к и н а (part.)
- 1928. *Sochkineophyllum* G r a b a u
- 1938. *Euryphyllum* H i l l (? part.)
- 1941. *Tachylasma* С о ш к и н а (part.)
- 1941. *Plerophyllum* С о ш к и н а (part.)
- 1941. *Sochkineophyllum* M o o r e t J e f f o r d s
- 1953. *Sochkineophyllum* Ф о м и ч е в

Д и а г н о з. Одиночный коралл, обычно почти цилиндрической формы, часто с кольцевыми пережимами. Стенка умеренная, несколько утолщенная изнутри наслоениями стереоплазмы и покрытая снаружи концентрически морщинистой эпитекой; наблюдается продольная ребристость. Чашка средней глубины с тонкими острыми краями. Из первичных септ выдающимися являются три: противоположная, нередко достигающая до центра, и две боковые; главная септа укорочена и лежит в фосуле; псевдофоссулы иногда развиваются при боковых септах. Вторичные септы часто дифференцированы и могут распадаться на два порядка.

Противоположные квадранты увеличены. Днища и диссепименты большей частью хорошо развиты, но могут и отсутствовать.

Тип рода *Plerophyllum artiense* S o s h k i n a, 1925. Е. Д. Сошкина. Нижнепермские кораллы западного склона Урала, БМОИП, отд. геол., т. III, № 1—2, 1925; стр. 91, табл. II, фиг. 12, 12а. Ср. Урал, р. Лытва. Артинский ярус. Хранится в музее ПИН АН СССР, № 809/146 (Москва).

Устанавливая этот род, А. Грабау основывался на своеобразной группировке первичных септ и прежде всего на усиленном развитии

противоположной септы и редукции главной, помещающейся в фоссуле. Последняя черта, так же как и характер развития первичных боковых септ, сближает *Sochkineophyllum* с *Tachylasma* Грабау, однако у *Tachylasma* противоположная септа всегда недоразвита и заключена между парой усиленных первичных септ, ничем не выдающихся у *Sochkineophyllum*. Противоположная септа у этого рода, как отмечает А. Грабау (1928, стр. 75), напоминает противоположную септу *Lophophyllum* или точнее — *Lophophyllidium*, хотя ее утолщение (обычно неустойчивое у всех септ) и не приводит к появлению в центральной части ложного столбика.

Близким к представителям этого рода является *Plerophyllum cyathophylloides* Gert h (Герт, 1921, стр. 90—91, табл. 2, фиг. 13—14; А. Грабау, 1928, стр. 74), у которого таким же образом усилены первичные септы и недоразвита главная, и который А. Грабау под вопросом оставляет в составе рода *Plerophyllum*, считая, что по всей вероятности он должен быть выделен в особый род. Необходимо, однако, отметить, что род *Sochkineophyllum* установлен А. Грабау в этой же работе, но он нигде не отмечает связи с ним *Plerophyllum cyathophylloides*. В 1922—1924 гг. этот вид был избран И. Кокер в качестве генотипа ее нового рода *Prosmilia* (И. Кокер, 1924, стр. 28—30) из Basleo Тимора. Приводя описание и изображение вида по нескольким юным и взрослым экземплярам, И. Кокер, к сожалению, не отмечает экземпляра, наиболее близкого к голотипу, и так как описанные ею формы относятся, по-видимому, к двум разным родам, остается неясным, что же соответствует виду Герта; последний также дал изображение только внешнего облика коралла. После уточнения этого вопроса весьма вероятно, что *Sochkineophyllum* придется рассматривать как синоним *Prosmilia* или как очень близкий род. Некоторые *Prosmilia* И. Кокер характеризуются развитием пузырчатой ткани; это, видимо, будет наиболее существенным отличием. Что касается явлений многочисленного омоложения, характеризующих форму, описанную Гертом, то этот признак вряд ли может иметь родовое значение, как предполагает А. Грабау, и, по нашему мнению, больше всего связан с экологическими условиями.

Не совсем ясен также вопрос о соотношении с *Sochkineophyllum* некоторых форм, описанных Д. Хилл [1938] как *Euryphyllum* (например табл. I, фиг. 10, 11). Здесь мы наблюдаем многие признаки, характерные для рода А. Грабау, а с нашими формами их сближает и расположение главной септы на вогнутой стороне коралла. Близок к ним и *Zaphrentis* (?) *singularis* G o r s k y, описанный И. И. Горским [1938, стр. 20] из отложений неизвестного возраста Новой Земли.

Сама Д. Хилл в другой работе [1940] отмечает чрезвычайную близость *Sochkineophyllum* с каменноугольным родом Томсона (*Thomson*, 1876) *Fasciculophyllum* и даже допускает, что название А. Грабау является синонимом *Fasciculophyllum*. Однако Мур и Джеффордс [1941, стр. 102—108] отстаивают его самостоятельность и описывают из нижней перми Канзаса новый вид *Sochkineophyllum*. При этом они отмечают сходство его с верхнекарбовым *Lophophyllidium* (так же, как и автор этих родов — А. Грабау) и пермским *Malonophyllum* O k u l i t c h e t A l b r i t o n, 1938. Взгляд этих авторов вполне подтверждается описываемыми ими материалом и особенно другой более поздней работой [Мур и Джеффордс, 1945, стр. 92—110, фиг. 23, 24 и др.], где устанавливается новое семейство *Lophophyllidiidae*, несомненно стоящее в близких отношениях с *Sochkineophyllidae*. К этому же семейству должен быть отнесен устано-

влепный Цен Дин-чаном (Т. С. Tseng, 1948) пермский род *Huangophyllum* Tseng, а в качестве древнейшего представителя этой группы плерофиллид В. Д. Фомичёв [1953] рассматривает девонский род *Anisophyllum* M. E d w. et H a i m e (1850).

В СССР типичные представители *Sochkineophyllum* неоднократно описывались Е. Д. Сошкиной как *Plerophyllum* (1925, стр. 91—96; 1928, стр. 382—384; 1941, стр. 74, табл. VII, фиг. 4, стр. 76, табл. VI, фиг. 1—4, табл. XIII, фиг. 5—6) и как *Tachylasma* (1928, стр. 354, рис. 3; стр. 357, рис. 4, стр. 358, рис. 5 и др. переописанные в работе 1941 г.). Отрицательно относясь к взглядам А. Грабау, она рассматривает в своих работах *Sochkineophyllum* как синоним *Plerophyllum*, хотя и выделяет в последнем особую группу видов с тремя увеличенными первичными септами и неравными квадрантами. Мы этим признакам придаем основное значение и считаем возможным восстановить род *Sochkineophyllum*, включив в него и некоторых представителей *Tachylasma*, характеризующихся сильно развитой, утолщенной противоположной септой, редуцированной главной и хорошо развитыми двумя боковыми септами. Характер развития дниц и диссепиментов мы рассматриваем как признаки второстепенные.

Sochkineophyllum tsaregradskyi S o k. sp. n.

Табл. III, фиг. 1—7

Д и а г н о з. Крупный одиночный коралл почти цилиндрической формы с отчетливо ребристой эпитекой. Диаметр в цилиндрической части 25—30 мм; длина до 120—130 мм. Септальная формула (взрослая стадия): Г5—6 Б10 П10 Б5—6 Г = 34—36 септ; имеются септы второго порядка в зоне стереоплазмы. Резко укороченная главная септа помещается в фоссуле, около боковых септ развиваются псевдофоссулы. Противоположные квадранты увеличены. Днища хорошо развиты.

О п и с а н и е. В коллекции имеется 18 экземпляров кораллов, принадлежащих этому виду; некоторые сохранились довольно полно.

Форма коралла рогообразная на ранней стадии роста и цилиндрическая на взрослой; диаметр остается более или менее постоянным вплоть до чашки, которая имеет отвесные края и иногда даже несколько сужается. Наблюдаются кольцевые пережимы коралла, но явления «омоложения» отсутствуют. Поверхность эпитеки концентрически морщинистая, струйчатая и одновременно несет отчетливую продольную ребристость, менее резкую в верхней части коралла. Эпитека довольно тонкая и легко удаляется. Под нею обнаруживаются септальные ребра, причем соответственно двуслойности септы каждой из них соответствует два ребра. Довольно тонкая стенка образуется слиянием периферических концов септ (ложная). Чашка сравнительно глубокая с острыми краями и широким дном. Длина наиболее полно сохранившегося экземпляра около 120 мм, при диаметре цилиндрической части 28—30 мм; в конической части диаметр достигает 15 мм на высоте 20 мм от апикса и 25 мм — на высоте 50 мм. Имеется несколько обломков молодых экземпляров меньших размеров с диаметром 18—25 мм.

Из первичных септ сильнее всех развита противоположная — наиболее длинная и наиболее толстая. Хорошо развиты две боковые, отчетливо ограничивающие смежные пары квадрантов, благодаря появлению псевдофоссул со стороны противоположных квадрантов; септы, лежащие в псевдофоссулах, сильно укорочены. Так же сильно укорочены

чена главная септа, лежащая в хорошо развитой фоссуле, замыкающей концами двух смежных пар вторичных септ. Главная септа располагается не на выпуклой стороне коралла, а на вогнутой, причем эта особенность характерна для всех исследованных экземпляров этого вида. Одновременно с таким перемещением главной септы у некоторых экземпляров наблюдается несовпадение плоскости симметрии септального аппарата с плоскостью, в которой изгибается сам коралл.

При диаметре коралла 14×17 мм, его септальная формула имеет следующее выражение: Г4 Б8 П9 Б5 Г = 30 септ; при диаметре 24×25 мм: Г5 Б10 П10 БКГ = 34 септы; таким образом, количество септ, несмотря на большое увеличение диаметра, остается довольно постоянным. У другого экземпляра на несколько более взрослой стадии, при диаметре 23 мм, наблюдается следующее количество септ: Г6 Б10 П10 Б5 Г = 35 септ и далее при диаметре 27 мм: Г6 Б12 П12 Б7 Г = 41 септа и то же количество при диаметре почти 30 мм у самого края чашки; здесь все септы имеют совершенно одинаковый вид. Септы второго порядка появляются очень поздно и отчетливо выступают только в верхней части коралла и в самой чашке, в основном же они скрыты стереоплазмой и слабо выдаются лишь у некоторых экземпляров в противоположных квадрантах — ближе к плоскости симметрии коралла. Все септы сильно утолщены, причем в противоположных квадрантах значительнее, чем в главных. Днища хорошо развиты; они довольно часты и местами расщеплены; от стенки они поднимаются кверху и далее обычно прогибаются. Диссепименты наблюдаются только на взрослых стадиях роста.

С р а в н е н и е. Вид является весьма оригинальным, и мы не можем указать сколько-нибудь близких к нему пермских видов этого рода из других мест. Приближается к нему одна из форм *Euriphyllum reidi*, описанная Д. Хилл (1938, табл. I, фиг. 10—11) из пермских отложений Австралии. Общими у них являются размеры поперечного сечения, ребристость эпитеки, близкое количество септ, позднее появление слабо развитых септ второго порядка, развитие фоссул и сильное утолщение внутреннего скелета наслоением стереоплазмы. К числу отличий описанного вида относятся: большая длина коралла, более четкое развитие псевдофоссул, меньшая длина септ первого порядка и хорошее развитие днищ. Последние у *Euryphyllum reidi* отсутствуют или очень слабо развиты и замещаются отложением сплошной слоистой стереоплазмы, в которой лишь местами возникают пузыри.

Несколько дальше стоит верхнеуртинский уральский вид *Tachylasma lophophylloide* S o s h k. (Е. Д. Сошкина, 1941, стр. 55, табл. III, фиг. 1—2; табл. XII, фиг. 7), относящийся, по нашим представлениям, к роду *Sochkineophyllum*. Их сближает количество септ и их утолщение, но по всем остальным признакам они различны. От *Sochkineophyllum tenuiseptatum* (S o s h k.). (Е. Д. Сошкина, 1925, стр. 92, табл. II, фиг. 8—11; А. Грабау, 1928, стр. 78, фиг. в тексте 12) наши формы отличаются значительно более толстым наслоением стереоплазмы, менее длинной противоположной септой, развитием псевдофоссул и другими признаками. Остальные представители этого рода, в том числе и описанные В. Д. Фомичёвым [1953] из перми Приморского края, стоят еще дальше.

В о з р а с т. Вопрос о возрасте решается так же, как и относительно других видов из этого же местонахождения.

Sochkineophyllum zavodovskyi S o k. sp. n.

Табл. II, фиг. 7—9

Д и а г н о з. Крупный одиночный коралл цилиндрической формы с концентрически морщинистой и продольно ребристой эпитекой. Диаметр 25—27 мм, длина до 100—120 мм. Септальная формула (взрослая стадия) Г5—6 Б12 П12 Б5—6 Г = 38—40 × 2 септ; септы второго порядка хорошо развиты. Противоположная септа сильно выдается, главная резко укорочена и лежит в фоссуле; боковые септы длинные; около них располагаются псевдофоссулы. Противоположные квадранты значительно усилены. Днища хорошо развиты.

О п и с а н и е. В коллекции имеется только три неполных экземпляра этого вида. Коралл имеет в основном цилиндрическую форму со слабыми кольцевыми пережимами и несколько утолщенной эпитекой, несущей одинаково отчетливые концентрическую морщинистость и продольную ребристость — еще более тонкую, чем у вышеописанного вида. Стенка коралла довольно толстая и образуется слиянием периферических концов септ первого и второго порядков; она имеет своеобразную чешуйчатую структуру. Чашка полностью не сохранилась; она отличается значительной глубиной и отвесными стенками, утолщающимися к краям. Длина сохранившейся части коралла достигала 70—75 мм при длине от 22 до 27 мм.

Из первичных септ наиболее хорошо развита противоположная, значительно утолщенная по всей длине и почти достигающая центра; главная септа сильно редуцирована. Она располагается с вогнутой стороны коралла и лежит в узкой, но вполне отчетливой фоссуле; у боковых септ со стороны противоположных квадрантов развиваются такие же четкие псевдофоссулы. При диаметре коралла 21 × 23 мм наблюдается следующее количество септ: Г5 Б 12П 12Б 6Г = 39 × 2; при диаметре 26 × 27 мм: Г6 Б12 П13 Б5 Г = 40 × 2. Таким образом, в цилиндрической части коралла количество септ является весьма устойчивым и характерным для вида. Септы второго порядка очень хорошо развиты, хотя и не отличаются значительной длиной. Типичная для вида густая тонкая продольная ребристость обязана своим происхождением именно этим септам второго порядка, которые имеют такую же толщину как и септы первого порядка. Каждой из септ на поверхности коралла соответствуют два ребра; на зрелой стадии роста количество продольных ребер на эпитеке достигает 160. Септы противоположных квадрантов утолщены сильнее, чем септы главных, но ближе к чашке наложения стереоплазмы становятся тоньше и все септы приобретают одинаковый вид.

Днища довольно часты и хорошо развиты. От стенки они несколько приподнимаются и далее, слабо изгибаясь, становятся горизонтальными или значительно прогибаются в центральной зоне. Диссепименты редки.

С р а в н е н и е. Наиболее близким к этому виду является *Sochkineophyllum tsaregradskyi*; от него описанный выше вид отличается хорошо развитыми септами второго порядка, имеющими такую же толщину, как и септы первого порядка, несколько большим количеством септ, менее значительным их утолщением и своеобразной структурой стенки. От *Sochkineophyllum artense* (S o s h k.) (Сошкина, 1925, стр. 91, табл. II, фиг. 12, 12а; Грабау, 1928, стр. 76, фиг. в тексте 12а—в) описанный вид отличается значительно большим количеством септ и отсутствием типич-

ной для этого вида их дифференциацией. Другие уральские виды еще более далеки.

Имеющий хорошо развитые септы второго порядка американский вид *Sochkineophyllum mirabile* Moor et Jeffords (Мур и Джеффордс, 1941, стр. 105, табл. 3, фиг. 1, табл. 7, фиг. 5) отличается меньшим количеством септ, их дифференциацией и слабым стереоплазматическим утолщением. Этот вид очень близок к уральскому *Sochkineophyllum artiense* (Soshk.).

В о з р а с т. Материал происходит из того же местонахождения, что и вышеописанные виды.

ВЫВОДЫ

Описанные кораллы имеют типично пермский облик и на фоне общего развития верхнепалеозойских ругоз несомненно представляют собой явление новое и самостоятельное. В этом отношении они видимо заметно отличаются от брахиопод, которые, судя по данным Б. К. Лихарева [1941, стр. 91—105], развивались в перми (артинский и кунгурский век) по линии обеднения уже сложившейся фауны брахиопод верхнего карбона. Отметим, однако, что речь здесь идет не о всех кораллах перми, а лишь о группе плерофиллоидных ругоз и с той оговоркой, что в соответствующих фациях, как отмечалось ранее, плерофиллиды появлялись и в допермское время, причем наиболее характерно были представлены в турне. Последнее обстоятельство заставляет некоторых палеонтологов относиться с осторожностью к стратиграфической оценке примитивных ругоз перми и видеть в их появлении скорее признаки определенной фации, чем свидетельство того или иного возраста соответствующего стратиграфического горизонта. Нет сомнения, что в фациальном отношении плерофиллиды весьма показательная группа, поскольку они обычно связаны с темными, обогащенными иловатым и глинистым материалом битуминозными карбонатными породами, однако ни в девоне, ни в нижнем карбоне они не имели столь широкого распространения, как в перми, и в целом обратили на себя внимание лишь после того, как стали известными многочисленные находки пермских плерофиллид в Австралии, на о. Тимор, в Китае, Сев. Америке, на Дальнем Востоке, на Урале и в Южной Европе.

Большое стратиграфическое значение плерофиллид как группы особенно характерной для пермских отложений теперь уже не подлежит сомнению, однако более сложно обстоит вопрос с выявлением их стратиграфической роли внутри самой системы. Так, Е. Д. Сошкина [1941, стр. 222] считает, что «среди одиночных примитивных пермских *Rugosa* нет ни одного руководящего вида». Пессимистичность этого взгляда отчасти обусловлена еще недостаточной изученностью плерофиллид, но, главным образом, она вытекает из своеобразных взглядов Е. Д. Сошкиной на систематику плерофиллоидных ругоз.

Основываясь на иной трактовке родовых признаков Фр. Герич [1936, 1937, 1938] приходит к другим выводам, и в ряде работ указывает характерные комплексы ругоз для многих свит верхнего палеозоя и перми в частности. Но основное внимание этот исследователь уделяет колониальным видам и видам с более сложной внутренней организацией. Положительно оценивает стратиграфическое значение пермских ругоз и В. Д. Фомичев [1953], причем он касается главным образом кораллов с плерофиллоидными септами.

Одиночные примитивные кораллы описанного типа известны в настоящее время в артинских отложениях Урала, в казанских отложениях европейской части СССР и дехштейне Европы, в трогкофельских известняках Карнийских Альп, в пермских отложениях Джульфы (Закавказье), в серии чися (Chihisia) Китая, в некоторых выходах перми Монголии и Японии, в нижней и верхней перми юго-востока СССР, в свитах Vitauni, Basleo и Amarassi о-ва Тимор, в перми Западной Австралии и в нижней и средней перми Северной Америки (серии Wolicamp и Leonard).

Полное отсутствие среди описанных кораллов ранее известных видов затрудняет непосредственное сравнение их с кораллами тех или иных стратиграфических подразделений перечисленных выше областей и заставляет базироваться при установлении их возраста лишь на косвенных данных.

В региональном отношении наиболее близкие кораллы известны на Тиморе, в Западной Австралии, в Приморском крае Дальнего Востока и отчасти на Урале и в Закавказье. Мы, к сожалению, не имели возможности ознакомиться с кораллами нижней и верхней перми юго-востока СССР, и в частности Приморского края Дальнего Востока, но судя по спискам кораллов, приведенным Д. Ф. Масленниковым [1948, 1950] и в более поздней работе В. Д. Фомичёва [1953], в целом комплекс этих кораллов заметно отличается от описанного нами. В нем так же много новых элементов, хотя по родовому составу (и по составу семейств) кораллы Приморья отличаются большим разнообразием и, что особенно существенно, среди них присутствуют и сложно построенные колониальные формы. Вместе с тем здесь значительную роль играют и довольно разнообразные виды плерофиллоидных ругоз. Особенно характерны представители родов *Tachylasma*, *Sochkineophyllum* и близкого к *Gerthia* рода *Maichelasma*, распространенные, главным образом, в нижней части верхней перми (долиолиновая свита).

Пермские кораллы Америки отличаются от описанных значительно больше. Нет сходных форм и с кораллами перми Европы и Китая. Последнее обстоятельство кажется особенно странным, тем более, что более высоко организованные кораллы Китая имеют много общего и с кораллами Южной Европы и с кораллами юго-западной Азии. Весьма интересно отмеченное еще ранее Е. Д. Сошкиной [1925, 1929, 1932, 1941] сходство между примитивными пермскими ругозами Урала и о-ва Тимора, хотя стратиграфически они, по мнению многих авторов, трудно сопоставимы.

Из тиморских видов по общему типу приближаются к нашим *Gerthia angusta* (G e r t h), *G. tenue* (K o k e r), *G. gerthi* (S o s h k.), *Plerophyllum radicumformis* G e r t h, некоторые из вариантов *Plerophyllum timorense* G e r t h, описанные И. Кокер, и *Hexalasma primitivum* S o s h k. Присутствие этих видов характерно для пермских слоев Basleo и лишь некоторые из них спорадически встречаются в слоях Vitauni или Amarassi. Из уральских видов наиболее близкими являются *Hexalasma hexaseptatum* (S o s h k.), *H. primitivum* (S o s h k.), *Gerthia soshkinae* nom. n. (= *Tachylasma gerthi* S o s h k.), *Sochkineophyllum lophophylloide* (S o s h k.). Все они характеризуют верхнеартинские слои.

Из других районов в качестве более или менее сходных можно назвать *Plerophyllum variabile* S o s h k. из верхней перми Джульфы и кладохонусовых известняков Стерлитамака, *Timorphyllum simulans* M o o r e t J e f f o r d s из средней перми Техаса (Leonard ser.) и, видимо, средне-

пермские же австралийские *Gerthia sulcata* (Hinde) и *Euryphyllum reidi* Hill, близкие к упоминавшемуся роду *Maichelasma* [В. Д. Фомичев, 1953]. Из всех этих кораллов близость описанных нами видов к кораллам из слоев Basleo Тимора кажется наиболее значительной; обращает на себя внимание также некоторое сходство с верхнеартинскими кораллами Урала и общность облика плерофиллоидных рогов Колымского хребта и Приморья (долиолиновая свита верхней перми).

Намеченные параллели, однако, не решают вопроса о возрасте изученных кораллов непосредственно, так как упомянутые стратиграфические подразделения сами имеют различную трактовку как в отношении объема, так и стратиграфической корреляции. Характерным примером в этом отношении является артинский ярус Урала, до сих пор не имеющий в международных корреляционных схемах общепринятого стратиграфического положения и относящийся одними исследователями к нижней перми, другими — к средней, причем последний взгляд, впервые сформулированный Г. Н. Фредериксом и поддержанный Д. Л. Степановым [1956], находит, видимо, сторонников и за границей, так как А. Грабау [1928], Мур и Джеффордс [1941] и другие в ряде случаев ссылки на артинские отложения сопровождают указаниями, что это средняя пермь, и именно в этом плане дают сопоставление артинского яруса с сериями Leonard и Word Техаса, Vitauni и даже Basleo Тимора и т. д. Такую именно параллелизацию по кораллам можно найти у Фр. Герича [1937], а частично также у А. К. Миллера [1941], К. Данбера [С. О. Dunbar, 1940] и других.

Слои Basleo большинством иностранных палеонтологов рассматриваемые как средняя пермь, А. К. Миллером [1941] сопоставляются с кунгурским ярусом Урала, а О. Г. Туманской [1941] относятся к значительно более высоким горизонтам и ставятся в основание верхней перми. По-разному трактуется и верхняя часть кавказской перми, причем Б. К. Лихарев [1941] и А. Д. и К. В. Миклухо-Маклай [1948] пермские отложения Северного Кавказа параллелизуют в настоящее время со средним продуктусовым известняком Соляного Кряжа (Пакистан), Loringian Китая и Basleo Тимора. Из этой параллелизации можно сделать заключение, что слои Basleo рассматриваются Б. К. Лихаревым совершенно иначе, чем например Е. Д. Сошкиной или Муром и Джеффордсом при сопоставлении коралловых фаун, и его взгляды ближе стоят к точке зрения О. Г. Туманской, дающей расчленение перми на основании изучения аммоноидей. В отношении кавказских кораллов Джульфы любопытно указание Фр. Герича [1937] и Е. Д. Сошкиной [1941] на ее древний — по существу нижнепермский облик, хотя по всем остальным данным джульфинская пермь является наиболее молодой и сопоставляется с беллерофовым известняком Карнийских Альп (= слои Ликодры, по Фр. Геричу). По всей вероятности здесь также речь должна идти не о нижней перми, а о средней части пермской системы и именно о ее наиболее высоких горизонтах, отвечающих прежде всего слоям Basleo Тимора, Лопиньской серии Южного Китая, формации Word Техаса и другим их стратиграфическим аналогам. Представляется, что близкое стратиграфическое положение занимает и долиолиновая (теперь чандазская (по В. К. Елисеевой и М. И. Сосниной, 1956) свита Приморья, характеризующаяся наиболее богатым комплексом плерофиллоидных кораллов, высокоспециализированными фузулинидами, брахиоподами с такими родами как *Lyttonia* и *Richthofenia* и другими группами.

Возвращаясь к заключению о возрасте описанных кораллов следует, таким образом, сказать, что их стратиграфическое положение должно рассматриваться прежде всего в зависимости от тех общих стратиграфических соображений, которые высказаны выше. В связи с последними близость колымских кораллов к кораллам слоев Basleo Тимора, с одной стороны, а по общему облику — к кораллам чандазской свиты Приморья, с другой, должна свидетельствовать о наиболее вероятном верхнепермском возрасте плерофиллид Колымского хребта, поскольку в СССР принято двучленное деление пермской системы, при котором слои Basleo и их стратиграфические аналоги должны занять соответствующее место в низах верхнего отдела пермской системы (P_1^1). Аналогичным образом решается этот вопрос В. Е. Руженцевым [1949, 1955] на основании изучения пермских аммоноидей и Гертом [1950], судя по последней работе Флюгеля [Н. Flugel, 1955].

В пользу такого решения вопроса в отношении колымских кораллов говорит так же установленное В. М. Заводовским широкое распространение рода *Licharewia* (из верхнепермских спириферид) непосредственно ниже описанных отложений. Таким образом, возраст всей хивачской свиты должен рассматриваться как верхнепермский.

ЛИТЕРАТУРА

- Горский И. И. Каменноугольные кораллы Новой Земли. Тр. Аркт. ин-та, т. 93, 1938, стр. 1—221, табл. I—XVI, 82 рис. в тексте.
- Горский И. И. Значение кораллов для определения границы карбона и перми. Матер. по геол. перм. сист. Евр. ч. СССР, 1940, стр. 15—17.
- Горский И. И. Развитие верхнепалеозойских кораллов *Rugosa*. Тр. XVII сессии МГК, т. 3, 1941, стр. 107—110.
- Добролюбова Т. А. Кораллы среднего и верхнего карбона и нижней перми Северного Урала. Тр. Полярной комиссии АН СССР, вып. 28, 1936, стр. 77—158, 81 рис. в тексте.
- Елисеева В. К., Соснина М. И. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Приморья. Совещание по разраб. унифицир. страт. схем Дальнего Востока. Тезисы докладов и выступлений. Хабаровск, 1956, стр. 29—32.
- Кабакovich Н. В. Новый вид рода *Tachylasma* из нижнего карбона Подмосковского бассейна. Тр. Пал. инст. АН СССР, 1952, стр. 115—126, 1 табл.
- Лихарев Б. К. Фауна пермских отложений Колымского края. Колымская геол. эксп. 1929—1930 гг., т. 1, ч. 2, сер. Якут., вып. 14, 1934, стр. 1—148, табл. I—XI.
- Лихарев Б. К. Пермская система в СССР. Атлас руков. форм ископ. фаун СССР, т. VI, 1939, стр. 5—25.
- Лихарев Б. К. Пермские брахиоподы СССР. Тр. XVII сессии МГК, т. 3, 1941а, стр. 95—105.
- Лихарев Б. К. Краткий обзор фауны пермских отложений Северного Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, 1941б, стр. 249—251.
- Масленников Д. Ф. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений южной части Дальнего Востока. Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8, 1948, стр. 79—84.
- Масленников Д. Ф. К фауне пермских отложений юго-востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, вып. I, 1950, стр. 100—113, табл. I—IV.
- Миклухо-Маклай А. Д. и К. В. Обзор стратиграфии палеозоя Кавказа. Вестн. ЛГУ, № 5, 1948, стр. 47—64.
- Миллер А. К. (Miller A. K.) Пермские отложения юго-западной Коahuли (Мексика) и их фауна аммоной. Тр. XVII сессии МГК, т. 3, 1941, стр. 57—58.
- Руженцев В. Е. Систематика и эволюция семейств *Pronotitidae* Friesch и *Medlicottidae* S a g r i n s k y. Тр. Пал. инст. АН СССР, т. XIX, 1949, стр. 1—204, табл. I—XVII.
- Руженцев В. Е. Основные стратиграфические комплексы аммоноидей пермской системы. Изв. АН СССР, сер. биол., № 4, 1955, стр. 120—132.

- Сошкина Е. Д. Нижнепермские (артинские) кораллы западного склона Северного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VI (3—4), 1928, стр. 337—393, 27 рис. в тексте.
- Сошкина Е. Д. Нижнепермские (артинские) кораллы Уфимского плато. Бюлл. МОИП, т. X (2), 1932, стр. 251—267, табл. I.
- Сошкина Е. Д. Класс Anthozoa. Атлас руков. форм ископ. фаун СССР, т. VI, 1939, стр. 50—58, табл. VII—X.
- Сошкина Е. Д. Пермские кораллы как руководящая группа. Матер. по геол. пермск. сист. Евр. ч. СССР, 1940, стр. 13—15.
- Сошкина Е. Д., Добролюбова Т. А., Порфирьев Г. С. Пермские *Rugosa* Европейской части СССР. Пал. СССР, т. V, ч. 3, вып. I, 1941, стр. 1—304, табл. I—LXIII, 44 рис. в тексте.
- Степанов Д. Л. Стратиграфия пермских отложений Урала. Совещ. по унификации страт. схем Урала. . . Тезисы докладов. 1956, стр. 20—22.
- Туманская О. Г. Стратиграфия пермской системы по аммонеем. Тр. XVII сессии МГК, т. 3, 1941, стр. 75—84.
- Фомичев В. Д. Пермские кораллы *Rugosa* Дальнего Востока. Тр. ВСЕГЕИ, 1953а, стр. 1—55, табл. I—VII.
- Фомичев В. Д. Кораллы *Rugosa* и стратиграфия средне- и верхнекаменноугольных и пермских отложений Донецкого бассейна. Тр. ВСЕГЕИ, 1953б, стр. 1—614, Атлас табл. I—XLIV.
- Хуан Цзи-цин (Huang T. K.) Пермь Китая. Тр. XVII сессии МГК, т. 3, 1941, стр. 273—296.
- Штукенберг А. А. Кораллы и мшанки каменноугольных отложений Урала и Тимана. Тр. геол. ком., т. X, № 3, 1890, стр. 1—244, табл. I—XXIV.
- Штукенберг А. А. Общая геологическая карта России, лист 127, нов. сер., вып. 23, 1898, стр. 1—144, табл. I—XIII.
- Яковлев Н. Н. Происхождение характерных особенностей кораллов *Rugosa*. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 66, 1910, стр. 1—16, табл. I.
- Яковлев Н. Н. Морфогения кораллов *Rugosa*. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1945, стр. 360—366.
- Arthaber G. V. Das jüngere Paläozoicum aus der Araxes—Enge bei Djulfa. Beitr. zur. Pal. u. Geol. Österreich—Ungarns und des Orients. Bd. XII, H. I, 1898, Ss. 209—302.
- Chi Y. S. Weiningian corals of China. Pal. Sin., ser. B, vol. XII, fasc. 5, 1931, pp. 1—70, pls. I—V.
- Chi Y. S. Notes on some Carboniferous and Permian corals of Dr. Erik Norin's Collection from Sinkiang Province. Bull. Geol. Soc. of China, vol. 14, No. 1, 1935, pp. 23—34, pls. I—II.
- Chi Y. S. Permian corals from southeastern Yunnan. Bull. Geol. Soc. of China, vol. 18, No. 2, 1938, pp. 155—190, pls. I—II.
- Easton W. H. Corals from the Chouteau and related Formations of the Mississippi Valley region. Report of investigations. Div. Stat. Geol. Survey. Urbana. Illinois., No. 97, 1944, pp. 1—62, pls. I—XVII.
- Dunbar C. O. The Type Permian: Its classifications and Correlation. Bull. Amer. Ass. of Pet. Geol., vol. 24, No. 2, 1940, pp. 237—281, 9 figs.
- Flügel H. Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoicus. IV. Permische Korallen aus dem Sudanatolischen Taurus. Neues Jahrb. f. G. u. P. Bd. 101, 1955.
- Frech Fr. Die Korallenfauna der Trias. Palaeontographica, Bd. XXXVII, 1890—1891, Ss. 1—116, Taf. I—XXI.
- Gert H. Anthozoen der Dyas von Timor. Palaeontologie von Timor. 1921, Ss. 65—147, Taf. 145—150.
- Grabau A. W. Palaeozoic Corals of China. Pal. Sin., Ser. B, vol. 2, fasc. 1, 1922, pp. 1—71, pl. I.
- Grabau A. W. Palaeozoic Corals of China. Pal. Sin., vol. 2, fasc. 2, 1928, pp. 1—175, pls. I—VI.
- Grabau A. W. The Permian of Mongolia. Nat. Hist. Centr. Asia, vol. 4, 1931, pp. 1—665, pls. I—XXXV.
- Heritsch Fr. Die Stratigrachi von Obercarbon und Perm in den Karnischen Alpen. Mitteil. d. Geol. Gesll. in Wien, Bd. XXVI, 1934, Ss. 162—189.
- Heritsch Fr. Korallen aus dem Oberperm von Licodra im westlichen Serbien. Bull. Serv. Geol. de Yougoslavie. T. III, Fasc. 2, 1934, Ss. 27—43.
- Heritsch Fr. A new Rugose Coral from the Lower Permian of Texas, with Remarks on the stratigraphical Significance of certain Permian Corals. Amer. Journ. Sci., vol. XXXII, N 188, 1936, pp. 134—144, pls. I—II.

- Heritsch Fr. Rugose Korallen aus dem Salt Range, aus Timor und aus Djoulfa mit Bemerkungen über die Stratigraphie des Perms. Sitzungsberichten d. Acad. d. Wiss. in Wien, Bd. 146, H. 1—2, 1937, Ss. 1—16, Taf. I—II.
- Heritsch Fr. Die Stratigraphische Stellung Trokofelkalkes. N. Jahrb. Min. usw., B.—Bd. 79, Abt. B. 1938, Ss. 63—186, Taf. I—IV.
- Heritsch Fr. Die Korallen des Jungpaläozoikum von Spitzbergen. Arkiv för Zoologi, Bd. 31A, No. 16, 1939, Ss. 19—138, Taf. I—XXI.
- Hill D. British terminology for rugose Corals. Geol. Mag., vol. 72, No. 857, 1935, pp. 481—519, text figs 1—21.
- Hill D. The Permian Corals of western Australia. Journ. Royal Soc. West. Australia, vol. 23, 1937, pp. 43—63, pl. I, text figs 1—12.
- Hill D. Euryphyllum: A new genus of Permian zaphrentoid rugose Corals. Proc. Royal Soc. Queensl., vol. 49, No. 2, 1938, pp. 23—28, pl. I.
- Hill D. Rugosa. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F — Coelenterata. Geol. Soc. of America and Univ. of Kansas Press, 1956.
- Hinde G. J. Notes on the palaeontology of western Australia Corals and Polyzoa. Geol. Mag., n. ser. dec. 3, vol. 7, 1890, pp. 194—204, pls 8—8a.
- Huang T. K. Permian Corals of southern China. Pal. Sin., Ser. B, Vol 8, fasc. 2, 1932, pp. 1—163, pls. I—XVI.
- Hudson R. G. S. On the Lower Carboniferous Corals Rhopalasma gen. nov. and Cryptophyllum Carr. Proc. Yorkshire Geol. Soc., vol. XXIII, pt. II, 1935, pp. 1—12, pls. IV—V.
- King W. The permian Fossils of England. Palaeontogr. Soc. Sci., 1850, pp. 1—258, pls. I—XXVIII.
- Koninek L. Nouvelles recherches sur les animaux fossiles du terrain carbonifere de la Belgique. Mem. de l'Acad. Royal de Belg., t. XXXIX, 1872, pp. 1—171.
- Koker E. M. Anthozoa uit het Perm van het eiland Timor. Jaarboek van het Mijnwezen in Nederl. Oost-Ind., 1924, pp. 1—50, pls. I—XI, text figs 1—26.
- Lecompte M. Madreporaires paleozoiques in J. Piveteau, Traite de Paleontologie. T I, 1952, pp. 419—538.
- Ludwig R. Korallenstöcke aus Palaeolithische Formationen. Palaeontographica, vol. 14, 17, 1866.
- Moor R. C. and Jeffords R. M. New Permian corals from Kansas, Oklahoma and Texas. Bull. St. Geol. Surv. of Kansas, No. 38, pp. 63—120, pls. I—VIII, 1944.
- Moor R. C. and Jeffords R. M., 1945. Description of Lower Pennsylvanian Corals from Texas and Adjacent States. The Univ. of Texas Pull. No. 4401, Contrib. to Geol. 1944, pp. 77—206, pl. 14, text figs 1—212a.
- Okulitch V. I. and Albritton C. C. Malonophyllum, a new permian tetracoral from the Permian of Texas. Journ. Pal. vol. II, 1937, pp. 24—25, pl. 4.
- Ozawa Y. Palaeokological and stratigraphical studies on the Permo-Carboniferous limestone of Nagato, Part 2, Palaeontology. Journ. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, vol. 45, art. 6, 1925, pp. 1—90, pls. I—XIV.
- Roemer F. Lethaea palaeozoica. T. I, Lief. 2, 1883, Ss. 326—543.
- Rothpletz A. Die Perm-, Trias- und Jura-Formation auf Timor und Rotti im Yudischen Archipelag. Palaeontographica, Bd. 39, 1892, Ss. 57—89, Taf. IX—XIV.
- Sanford W. G. A review of the families of tetracorals. Amer. Journ. Sci., vol. 237, 1939, pp. 295—323; 401—423, text figs 1—16.
- Schindewolf O. H. Über die Symmetrie—Verhältnisse der Steinkorallen. Pal. Zeitschr., Bd. 12, No. 3/4, 1930, Ss. 214—263, Abbildungen.
- Schindewolf O. H. Zur Kenntnis der Polycoenien und Pterophyllen. Abh. Reichsmat. Bobenf., Neue Folge, Heft 204, Ss. 1—324, Taf. 1—36.
- Sochikine E. Les coraux du Permien interieur (etage d'Actinsk) du versant occidental de l'Oural. Бюлл. МОИП, сер. геол. т. 33, 1925, pp. 76—104, pls. I—III.
- Thomson J. Contributions to the study of the Chief generic types Palaeozoic Corals. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 4, vol. 17—18, 1876.

Палеонтологический сборник, 2

Н. Я. СПАСКИЙ

**СОПОСТАВЛЕНИЕ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
УРАЛА И АЛТАЯ ПО ФАУНЕ ЧЕТЫРЕХЛУЧЕВЫХ
КОРАЛЛОВ**

Детальное изучение фауны четырехлучевых кораллов Урала и Рудного Алтая позволяет сделать ряд весьма интересных выводов, подтверждающих большое стратиграфическое значение этой группы.

Основной задачей этой статьи является обоснование расчленения среднего девона по кораллам.

Прежде всего необходимо, хотя бы кратко, осветить стратиграфию среднего Урала и Рудного Алтая и рассмотреть коралловые комплексы отдельных стратиграфических подразделений.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Среднедевонские отложения подразделяются на такатинские, ваяншкинские, вязовские, кальцеоловые, бийские, афонинские, чувовские и чеславские слои. Согласно унифицированной схеме 1952 г. к эйфельскому ярусу относятся такатинские слои; ваяншкинские, вязовские, кальцеоловые и бийские слои — к нижнеживетскому подъярусу, а афонинские, чувовские и чеславские слои — к верхнеживетскому. В своей работе [1955] автор пришел к выводу об эйфельском возрасте так называемых «нижнеживетских» отложений. Такое же заключение делает Б. С. Соколов [1952] на основании изучения табулят. Поэтому в дальнейшем в статье ваяншкинские, вязовские, кальцеоловые и бийские слои будут относиться к эйфельскому ярусу (табл. 1).

Такатинские слои. Кораллы встречаются только в карбонатных отложениях, развитых в бассейне рр. М. и Б. Ик и в районе сел. Н. Серги и Нязепетровска.

Здесь широко распространены *Acanthophyllum heterophyllum* E. H., *Columnaria minor* S o s h k., *C. floriformis* S o s h k., *Spongophyllum halysitoides* E t h e r., *Fasciphyllum petschorense* S o s h k., *Fasciphyllum prismaticum* S o s h k.

Ваяншкинские слои и вязовские слои. Кораллы встречены в темных битуминозных известняках в районе р. Белой и в рифовых известняках р. М. Ик. Они немногочисленны и представлены *Zelophyllia tabulata* S o s h k., *Columnaria massivum* S o s h k., *C. floriformis* S o s h k., *C. minor* S o s h k., *Acanthophyllum heterophyllum* E. H., *Peneckiella porfieri* S p a s s k y.

Таблица 1

Схема сопоставления среднедевонских отложений Урала и Рудного Алтая

Ярус	Подъярус	Зона по кораллам	Урал		Рудный Алтай		
			Западный	Восточный	Шемонаихинский и Верхубинский районы	Лениногорский район	Курынско-Акимовский район
Живетский	Верхний	GN	Чеславские слои Чусовские слои	Высотинская свита	Стрижковские слои		
	Нижний	CD	Афонинские слои				
Эйфельский	Верхний	U	Бийские слои	Черемуховская свита с богословским горизонтом в основании	Лосишинская свита с лосишинскими слоями	Сокольные слои	Курынские слои
		Z	Кальцеоловые слои Яйвенская пачка				
	Нижний	StF	Вязовские слои Ваяншинские слои	Вагранская свита с субровским горизонтом в основании		Крюковские слои	Ракитинские слои Сурынские слои
		CoF	Такатинские слои				

Кальцеоловые слои богаты кораллами. Наибольшее значение имеют следующие виды: *Calceola sandalina* L a m., *Pseudomicroplasma triplex* S p a s s k y, *Zonophyllum parvum* (M a r k.), *Arcophyllum typus* M a r k., *Pseudozonophyllum halli* W d k d., *Digonophyllum schulzi* W d k d., *Campophyllum soeticum* S c h l ü t., *Charactophyllum antiquum* S o s h k., *Columnaria floriformis* S o s h k. и др.

Бийские слои. Коралловый комплекс слоев значительно беднее. Чаще всего встречаются *Uralophyllum unicum* S o s h k., *Campophyllum soeticum* S c h l ü t., *Charactophyllum antiquum* S o s h k.

Афонинские слои. Кораллы обычно встречаются редко, так как породы сильно битуминизированы. Чаще всего можно найти *Nardophyllum marginatum* W d k d., *Campophyllum litvinovitschae* S o s h k. и ряд других видов.

Чеславские и чусовские слои по фауне кораллов почти не отличаются друг от друга. Наиболее типичными являются *Pseudomicroplasma fongi* (J o h.), *Nardophyllum marginatum* W d k d., *Neostrophophyllum waltheri* (J o h.), *Campophyllum litvinovitschae* S o s h k., *Grypophyllum isactis* F r e c h.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Наиболее хорошо изучены кораллы Североуральского района. Они широко распространены в отложениях вагранской, черемуховской и высотиинской свит (табл. 2). Возраст черемуховской свиты различными геологами трактуется по-разному. Намп принимается эйфельский возраст, так как по фауне эта свита сопоставляется с кальцеоловыми и бийскими слоями Западного склона.

Вагранская свита. В нижней части свиты чаще всего встречаются *Grypophyllum striatum* S o s h k., *Fasciphyllum petschorense* S o s h k., *Acanthophyllum heterophyllum* E. H., *Columnaria floriformis* S o s h k., *Neocolumnaria vagranensis* S o s h k. и др.

В светлых известняках верхней части вагранской свиты появляются *Charactophyllum atiquum* S o s h k., *Fasciphyllum prismaticum* S o s h k., *Pseudomicroplasma triplex* S p a s s k y и др.

Черемуховская свита. Для этой части разреза среднего девона наиболее характерны *Pseudozonophyllum halli* W d k d., *Charactophyllum antiquum* S o s h k., *Columnaria massivum* S o s h k., *Grypophyllum gorskii* B u l v. и некоторые другие.

Высотиинская свита. В известняках этой свиты чаще всего встречаются *Stringophyllum convolutum* A m a n s h., *Grypophyllum isactis* F r e c h., *Neostrophophyllum waltheri* (J o h.).

РУДНЫЙ АЛТАЙ

В пределах Рудного Алтая можно выделить три основных типа разреза: один характерен для Шемонаихинского и Верхубинского районов, второй — для Лениногорского района и третий — для Курьинско-Акимовского (см. табл. 1).

ШЕМОНАИХИНСКИЙ И ВЕРХУБИНСКИЙ РАЙОНЫ

К эйфельскому ярусу относят обычно лосишинскую свиту. В живетском ярусе В. А. Комар [1957] выделяет таловскую свиту. Н. Л. Бубличенко [1957] фаунистически охарактеризованные живетские отложения называет стришковскими слоями.

Таблица 2

Схема подразделения среднего девона по четырехлучевым кораллам

Ярус	Под-ярус	Зона по кораллам	Руководящий комплекс
Живетский	Верхний	GN (<i>Grypophyllum isactis</i> и <i>Neostriophyllum waltheri</i>)	<i>Pseudomicroplasma fongi</i> (J o h.), <i>Nardophyllum marginatum</i> W d k d, <i>Neostriophyllum waltheri</i> (J o h.), <i>Campophyllum litvinovitschae</i> S o s h k., <i>Stringophyllum convolutum</i> A m a n s h., <i>Thamnophyllum trigemme</i> (Q u e n s t.), <i>Grypophyllum isactis</i> F r e c h.
	Нижний	CD (<i>Campophyllum litvinovitschae</i> и <i>Dialytophyllum complicatum</i>)	<i>Dialytophyllum complicatum</i> W d k d, <i>Nardophyllum marginatum</i> W d k d, <i>Campophyllum litvinovitschae</i> S o s h k., <i>Neostriophyllum waltheri</i> (J o h.), <i>Heliophyllum aiense</i> S o s h k.
Эйфельский	Верхний	U (<i>Uralophyllum unicum</i>)	<i>Uralophyllum unicum</i> S o s h k., <i>Campophyllum soeticum</i> S c h l ü t., <i>Charactophyllum antiquum</i> S o s h k., <i>Heliophyllum aiense</i> S o s h k., <i>Stenophyllum uralicum</i> S o s h k.
		Z (<i>Zonophyllum parvum</i>)	<i>Pseudamplexus ligeriensis</i> (B a r r o i s), <i>Calceola sandalina</i> L a m., <i>Pseudomicroplasma triplex</i> S p a s s k y, <i>Zonophyllum parvum</i> (M a r k.), <i>Digonophyllum schulzi</i> W d k d, <i>Pseudozonophyllum halli</i> W d k d, <i>Campophyllum soeticum</i> S c h l ü t., <i>Charactophyllum antiquum</i> S o s h k., <i>Stenophyllum uralicum</i> S o s h k.
	Нижний	StF (<i>Stenophyllum gorskii</i> и <i>Fasciphyllum prismaticum</i>)	<i>Barrandeophyllum perplexum</i> P o č t a, <i>Pseudomicroplasma triplex</i> S p a s s k y, <i>Stenophyllum gorskii</i> B u l v., <i>Stenophyllum devonicum</i> B u l v., <i>Fasciphyllum prismaticum</i> S o s h k., <i>Charactophyllum antiquum</i> S o s h k., <i>Grypophyllum striatum</i> S o s h k.
		CoF (<i>Columnaria floriformis</i> и <i>Fasciphyllum petchorensense</i>)	<i>Barrandeophyllum perplexum</i> P o č t a, <i>Pseudamplexus ligeriensis</i> (B a r r o i s), <i>Zelophyllia tabulata</i> S o s h k., <i>Ptenophyllum bulvankerae</i> S p a s s k y, <i>Columnaria floriformis</i> S o s h k., <i>Grypophyllum striatum</i> S o s h k., <i>Fasciphyllum petchorensense</i> S o s h k.

Лосишинская свита. Коралловая фауна этой толщи весьма богата. Наиболее часто встречаются *Calceola sandalina* Lam., *Tabulophyllum rotundum* Spassky, *Zonophyllum parvum* (Mark.), *Digonophyllum schulzi* Wdkd, *Campophyllum soeticum* Schlüt., *Charactophyllum antiquum* Soshk. и др.

Стрижковские слои. Фауна кораллов весьма своеобразна. Помимо таких видов, как *Nardophyllum marginatum* Wdkd, *Thamnophyllum trigemme* (Quenst.), встречаются *Zmeinogorskia bublichenkoi* Spassky, *Tabulophyllum altaicum* Spassky и др.

ЛЕНИНОГОРСКИЙ РАЙОН

Кораллы встречены в крюковских и сокольных слоях (см. табл. 1).

Крюковские слои. Наиболее часто встречаются *Barrandeophyllum perplexum* Pošta, *Tabulophyllum major* Bulv. и *Grypophyllum striatum* Soshk.

Сокольные слои. Кораллы встречаются в меньшем количестве. Это *Oligophyllum quinqueseptatum* Pošta., *Charactophyllum antiquum* Soshk.

КУРЬИНСКО-АКИМОВСКИЙ РАЙОН

Кораллами охарактеризованы сурьинские, раkitинские и курьинские слои эйфельского яруса.

Сурьинские слои. Встречен только один вид: *Ptenophyllum bulvankerae* Spassky, который поднимается и в раkitинские слои.

Раkitинские слои. Коралловый комплекс весьма богат и близок к комплексу вагранской свиты Урала: *Acanthophyllum heterophyllum* E. H., *Spongophyllum hasysitoides* Ether., *Fasciphyllum orientale* Soshk., *Stenophyllum devonicum* Bulv., *St. gorskii* Bulv., *St. altum* Soshk., *Grypophyllum striatum* Soshk.

Курьинские слои. Кораллы весьма однообразны: *Acanthophyllum heterophyllum* E. H., *Charactophyllum antiquum* Soshk. и *Heliophyllum aiense* Soshk.

ВЫВОДЫ

Сравнение коралловых комплексов такатинских, ваяншкинских и вязовских слоев, вагранской свиты, крюковских, раkitинских и сурьинских слоев показывает, что в нижней части нижнеэйфельских отложений наиболее широко распространены *Columnaria floriformis* Soshk., *Fasciphyllum petschorense* Soshk., *Grypophyllum striatum* Soshk., *Ptenophyllum bulvankerae* Spassky, *Spongophyllum halysitoides* Ether.

Более высокие горизонты характеризуются развитием *Stenophyllum devonicum* Bulv., *St. gorskii* Bulv., *Fasciphyllum prismaticum* Soshk., *Columnaria floriformis* Soshk.

Кальцеоловые и бийские слои, черемуховская и лосишинская свиты, сокольные и курьинские слои имеют весьма близкие коралловые комплексы. Так же хорошо сопоставляются и живетские отложения.

Анализ коралловой фауны среднедевонских отложений Урала и Рудного Алтая позволяет выделить ряд зон (см. табл. 2), причем эйфельскому ярусу отвечают четыре зоны, а живетскому — две.

Следует отметить, что отнесение отложений к той или иной зоне может производиться только на основании руководящего комплекса, так

как одиночные виды имеют более широкое стратиграфическое распространение.

ЛИТЕРАТУРА

Б у б л и ч е н к о П. Л., Д у б а т о л о в В. Н., М а к с и м о в а З. А., С п а с с к и й Н. Я. Палеонтологические основы стратиграфии палеозоя Рудного Алтая. Тезисы докладов Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Алма-Ата, 1957.

К о м а р В. А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая. Мат. по геол. и металлогении Рудного Алтая. Тр. ВАГТ, вып. 3. Гостеолтехиздат, 1957.

С о к о л о в Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Часть IV. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 62, Гостоптехиздат, 1952.

С п а с с к и й Н. Я. Кораллы *Rugosa* и их значение для стратиграфии среднего девона Западного склона Урала. Стратиграфия палеозойских отложений Тимана и Западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 90, Гостоптехиздат, 1955.

*Палеонтологический сборник, 2**Л. В. КРИШТОФОВИЧ***ОБОСНОВАНИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ЯРУСОВ В ТРЕТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ САХАЛИНА**

Прежде чем приступить к изложению фактических данных, послуживших обоснованию ярусов в третичных отложениях Сахалина, коснемся наших взглядов по вопросу классификации яруса.

Для стратиграфических подразделений высшего ранга — группы, системы, отдела — автором принята единая (международная) шкала, утвержденная Геологическим конгрессом в 1900 г. с дополнением о разделениях третичной системы на палеогеновую и неогеновую (Постановление Межведомственного стратиграфического комитета, бюллетень № 1, 1958).

В отношении яруса как подразделения четвертого порядка единой шкалы мы расходимся с положением Межведомственного стратиграфического комитета, опубликованным в 1956 г. в статье «Стратиграфическая классификация и терминология». В этом отношении мы приближаемся к точке зрения, изложенной в книге «Стратиграфические и геохронологические подразделения», изданной ВСЕГЕИ в 1954 г. под редакцией Л. С. Либровича. В этой работе ярус рассматривается как подразделение провинциальной шкалы. Действительно, единая шкала применима в масштабах всего земного шара в отношении лишь подразделений высшего ранга: группа, система, отдел. Более мелкие единицы — ярусы — в большинстве случаев не могут быть использованы в качестве подразделений единой шкалы. В особенности это касается ярусов третичных отложений, установленных в Западной Европе. Прежде всего ярусы третичных отложений Западной Европы отражают всего лишь ход геологической истории своеобразных западноевропейских третичных бассейнов, существовавших на сравнительно небольшом участке земной поверхности. Кроме того, границы и стратотипы ярусов третичных отложений Западной Европы, рекомендуемых в качестве подразделений единой шкалы, в настоящее время подвергаются ревизии. Как показали исследования последних лет, некоторые ярусы оказались всего лишь фациями синхронных отложений. Главным препятствием для принятия западноевропейских ярусов в качестве стратиграфических подразделений третичных отложений Дальнего Востока служит несовпадение этапов в геологическом развитии столь удаленных областей земного шара.

В настоящее время мы располагаем весьма незначительными палеонтологическими данными, чтобы попытаться стратиграфию третичных отложений Дальнего Востока уложить в рамки ярусов Западной Европы. Наша задача заключается в разработке региональной шкалы ярусов,

в которой нашли бы свое отображение конкретные этапы геологического развития и изменения органической жизни данного региона. Причиной, побудившей нас к попытке предложить ярусное расчленение разреза третичных отложений Сахалина, наиболее изученной территории Дальнего Востока, послужило существование множества узко местных стратиграфических шкал, наличие нескольких вариантов номенклатуры подразделений для одних и тех же районов и площадей, субъективное толкование объема одноименных свит и несовпадение границ свит с границами геохронологических подразделений. Значение установленных ярусов выходит за пределы региона и их можно рассматривать в качестве подразделений провинциальной шкалы, применимой к территории, охватывающей Японские острова, Сахалин и Камчатку.

Сводная стратиграфическая схема третичных отложений Сахалина подразделяется на ярусы провинциального значения (табл. 1).

Ярусы, представленные слоями, часто различными в фациальном отношении, служат стратиграфическими подразделениями сводного разреза третичных отложений Сахалина и, вместе с тем, являются выражением определенных отрезков геологического времени. В различных районах острова каждому ярусу соответствует свита или часть свиты, заключающая характерные для данного яруса комплексы моллюсков. Фауна в однотипных фациях различных ярусов отличается по видовому и, в известной мере, родовому составу.

В фаунистических комплексах различного возраста отражены физико-географические особенности биотопов, существовавших в третичных бассейнах Сахалина в различные отрезки геологического времени.

Объем и границы ярусов, установленные по фауне моллюсков, контролируются явлениями общегеологического характера и закономерностью изменения третичной фауны беспозвоночных в северной части Тихого океана в процессе ее исторического развития. Типичные для ярусов комплексы моллюсков представлены на Камчатке, Японских островах и Тихоокеанском побережье Северной Америки. За рубежами Сахалина в северной части Тихого океана ярусы располагаются в разрезе третичных отложений в той же стратиграфической последовательности и имеют близкую фаунистическую характеристику.

Для обозначения геологического возраста принята международная шкала геохронологических подразделений. Палеоген и неоген рассматриваются в качестве систем в соответствии с решением Стратиграфического комитета [1957]. Границы и объем отделов в применении к стратиграфии третичных отложений Дальнего Востока СССР рассматриваются в соответствии со стандартом, разработанным Подкомиссией по корреляции кайнозойских морских формаций западного побережья Северной Америки (1944).

В палеогене выделяются следующие шесть ярусов (снизу): александровский, нижнедуйский, нижнекраснопольевский, верхнекраснопольевский, шубунинский, лесогорский. Выше выделяются крильонские слои, являющиеся переходными от олигоцена к миоцену. К этому же рубежу приурочено проявление интенсивного вулканизма.

Отложения неогена подразделяются на шесть ярусов (снизу): мачигарский, сахалинский (с холмским, чеховским и верхнедуйским подъярусами), сертунайский, окобыкайский, нижнепутовский, среднепутовский, верхнепутовский.

Проявление интенсивного вулканизма приурочено к верхам мачигарского яруса и пизам сахалинского (чеховскому времени).

ПАЛЕОГЕН

АЛЕКСАНДРОВСКИЙ ЯРУС

Наиболее древними отложениями третичного периода на Сахалине являются отложения, выделенные в конгломератную свиту. Конгломератная свита — стратотип яруса — залегает несогласно на отложениях ороченского яруса, заключающих остатки иноцерамусов, аммонитов и флоры сенонского возраста. Типичный разрез отложений александровского яруса расположен к югу от Александровска по берегу моря между р. Огородной и м. Спасенным.

Этот самый нижний член третичных образований на Сахалине, как предполагает А. Н. Криштофович [1932], соответствует переходной эпохе от мела к кайнозою. Конгломератная свита имеет трехчленное деление, которое выдерживается в разрезах северной и южной части острова. Конгломератную свиту составляют верхний и нижний горизонты конгломератов и промежуточный горизонт глинистых сланцев с тонкими прослойками угля, остатками растений *Taxites olriki* Heer и *Vitis sachalinensis* Krysh t.

Максимальная мощность конгломератной свиты на Северном Сахалине достигает 200—350 м, на южном 600 м. Остатки растений, характеризующие межконгломератовый горизонт, собранные в стратотипическом разрезе яруса по берегу моря к северу от р. Каменной и к югу от Пади Огородной, представлены следующими формами (определения А. Н. Криштофовича и М. И. Борсук): *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Celtis asiatica* Bors., *Evonymus celastrophylla* Baik., *Taxites olriki* Heer, *Vitis sachalinensis* Krysh t., *Platanus guillelmae* Goerr., *Castanea ungeri* Heer, *Juglans nigella* Heer, *Quercus drymeja* Unger, *Zelkova ungeri* Heer var. *duplicatodentata* Bors., *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *Rhamnus eocenica* Bors., *Alangium aequilifolium* (Goerr.) Krysh t. et Bor., *Viburnum schmidtii* Bors. До настоящего времени конгломератную свиту сопоставляли с хулгунской свитой тигильской серии Камчатки, возраст которой палеоботаники считают переходным от датского к палеоцену. В 1957 г. М. О. Борсук в монографии по листовой флоре конгломератной и нижнедуйской свит рассматривает их возраст совместно, сравнивая с эоценовой кенайской флорой Америки.

За пределами СССР к александровскому ярусу относятся аналогичные по положению в разрезе отложения о-вов Хоккайдо и Кюсю, залегающие в основании третичных отложений на образованиях мелового возраста. Основание для сопоставления служит предполагаемая одно-возрастность, доказанная сходством состава листовой флоры, и присутствием в ней *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry и других видов, характеризующих стратотип яруса.

НИЖНЕДУЙСКИЙ ЯРУС

К нижнедуйскому ярусу отнесены угленосные отложения, залегающие выше конгломератной свиты, именуемые в северной части острова нижнедуйской свитой, в южной — найбутинской свитой. Нижняя граница яруса определяется залеганием угленосной свиты на конгломератной в зоне ее распространения или непосредственно — на образованиях

[illegible]

ороченского яруса. Верхняя граница яруса проводится на основании палеонтологических и общегеологических данных.

Нижнедуйская свита — стратотип нижнедуйского яруса, представлена чередующимися слоями песчаников, алевролитов, углистых сланцев, аргиллитов и углей. В разрезе свиты по р. Агнево выделяются три устричных горизонта. Верхний из них, представленный песчаниками, включает скопление раковин *Ostrea agnevoensis* L a u t. и принадлежит уже вышележащему ярусу.

Отложения нижнедуйского яруса прослеживаются вдоль западного склона Западно-Сахалинского хребта от мыса Жонкиер — на севере до верховьев рр. Сусуи и Икусы — на юге на п-ве Крильон.

Весьма вероятно, что к нижнедуйскому ярусу принадлежат угленосные отложения ратмановской свиты, развитые в юго-восточных районах северной части острова. Однако отсутствие достоверной палеонтологической документации лишает оснований такое сопоставление.

Мощность отложений нижнедуйского яруса на Северном Сахалине исчисляется в 400 м, на Южном — достигает 1000 м.

Нижнедуйский ярус характеризуется отпечатками листьев флоры, близкой к флоре Азии и кенайской флоре Аляски [А. Н. Криштофович, 1932].

Из остатков животного мира в нижнедуйском ярусе известны эвригалинные морские моллюски и солоноватоводные *Corbicula* ex gr. *snatolensis* L. K r i s h t.

У самой кровли найбутинской свиты, в прослое среднезернистого плотного серого песчаника, найдены остатки эвригалинных морских моллюсков: многочисленные небольших размеров округлые раковины *Ostrea* sp. N 1, единичные *Mytilus littoralis* S l o d., *Modiolus* sp., *Macoma* sp., *Corbicula* sp.

Непосредственно выше, в кровле свиты, в прослое почти черного песчанитого алевролита найдены остатки небольшой устрицы *Ostrea* sp. N 2, вытянутой в высоту, треугольной формы, с маленькими бугорками по внутреннему краю раковины.

В северных районах Южного Сахалина и в Прибрежном районе Северного верхняя стратиграфическая граница нижнедуйского яруса проводится по появлению горизонта, отмеченного скоплением *Ostrea agnevoensis* L a u t.

Горизонт, отмеченный скоплением раковин *Ostrea agnevoensis* L a u t., достаточно широко распространенный в центральной части западного побережья Сахалина, является надежным коррелятивом при сопоставлениях угленосных и надугленосных отложений палеогена и может быть использован для проведения границы между морской толщей нижнекраснопольевского яруса и угленосной толщей нижнедуйского яруса.

Основываясь на данных анализа остатков флоры, найденной в нижнедуйской свите, палеонтологи склонны определять возраст этой свиты как кенайский (М. И. Бореук). Сопоставление с тигильской серией Камчатки, в которой найдены растительные остатки очень сходного видового состава, датирующие эоценовый возраст [А. И. Пояркова, Э. Н. Кара-Мурза], исключает ранее предполагаемый олигоценовый возраст нижней угленосной свиты Сахалина.

Аналоги нижнедуйского яруса на Камчатке представлены угленосными горизонтами тигильской серии, выделенными в напанскую свиту, залегающими выше конгломератовой хулгунской свиты и характеризующимися кроме остатков листьев скоплениями солоноватоводных *Corbicula snatolensis* L. K r i s h t. и *Cyrena prominenta* L. K r i s h t.

НИЖНЕКРАСНОПОЛЬЕВСКИЙ ЯРУС

В нижнекраснопольевский ярус выделяется нижняя толща морских отложений, согласно залегающая на угленосной свите нижнедуйского яруса. В своем распространении отложения нижнекраснопольевского яруса связаны с распространением нижележащей угленосной толщи и протягиваются полосой вдоль западного склона Западно-Сахалинского хребта в центральной и южной частях острова. Нижнекраснопольевский ярус выделяется по совокупности палеонтологических и литолого-фациальных признаков. Повсеместно отложения яруса представлены мелко-водными морскими фациями песчаного состава. Весь разрез яруса характеризуется присутствием остатков морских моллюсков. В северных районах в основании яруса выделяются слои с *Ostrea agnevoensis* L a u t.; в южных районах предполагаемые синхронные отложения представлены слоями с *Pitaria californiana* C o n r a d. Верхняя граница яруса определяется слоями с *Psephaca naibutiensis* L. K r i s h t., и слоями с *Linthia prae nipponica* N a g a o, *Solen kovatschensis sachalinensis* L. K r i s h t., *Sanguinolaria takaradaensis* L. K r i s h t., относящимися к верхнекраснопольевскому ярусу.

Стратотипом нижнекраснопольевского яруса является краснопольевская свита, развитая в верхнем течении р. Углегорки (Эсуготору). Краснопольевская свита сложена мощной толщей массивных песчаников полимиктового состава светло-серых, серых и сизо-серых, среднезернистых и мелкозернистых, с галькой и волноприбойными знаками; встречаются редкие прослои аргиллитов. Характерно наличие обугленного растительного детритуса, местами образующего тончайшие прослойки углистых сланцев. В песчаниках встречаются остатки обильной фауны морских моллюсков. Мощность краснопольевской свиты в верхнем течении р. Углегорки исчисляется в 800 м.

Слои с *Ostrea agnevoensis* L a u t., определяющие основание яруса, характерны для северных районов. Почти во всех местонахождениях совместно встречаются варианты *Ostrea agnevoensis* L a u t.: *O. agnevoensis* var. *agnevoensis* L a u t., *O. agnevoensis* var. *Kryshstofovich* S i m., *O. agnevoensis* var. *sachalinensis* L. K r i s h t. Сопутствующие формы не были встречены.

Слой, отмеченный скоплениями раковин группы *Ostrea agnevoensis* L a u t., достаточно широко распространенные в центральной части западного побережья Сахалина, являются надежным коррелятивом при сопоставлениях надугленосных отложений палеогена и проведении стратиграфической границы между морской толщей нижнекраснопольевского яруса и угленосной толщей нижнедуйского яруса. Выделение устричных слоев в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения оправдано тем обстоятельством, что развитие обширной полосы процветающих устричников, какими являются устричники группы *Ostrea agnevoensis* L a u t., свидетельствует об устойчивом морском режиме. Это положение хорошо согласуется с тем фактом, что толща песчаных отложений нижнекраснопольевского яруса, имеющая в основании слои с *Ostrea agnevoensis* L a u t., вверх по разрезу и по простиранию характеризуется фауной морского бассейна нормальной солености.

Стратиграфически выше в разрезе стратотипа и его аналогов в Лесогорском районе выделяются слои с *Ostrea esutoruensis* L. K r i s h t. Скопления относительно тонкостворчатых, плойчатых устриц, с маленькими бугорками по внутреннему краю створок — *Ostrea esutoruensis*

L. K r i s h t., *O. esutoruensis* var. *ratnovskyi* L. K r i s h t., *O. esutoruensis* var. *pervulgata* L. K r i s h t., сопровождаются маленьким тонкоресистым модиолусом — *Modiolus (Brachydonates) esutoruensis* L. K r i s h t., маленькой сердцевидной *Cardium* ex gr. *hizenensis* N a g a o или единичными экземплярами *Mytilus littoralis* S l o d. К югу от широты Ильинска, в основании отложений нижнекраснополюевского яруса, распространены слои с *Pitaria californiana* (C o n g r a d), которые с известной долей условности рассматривались как стратиграфический эквивалент слоев с группой *Ostrea agnevoensis* L a u t. северных районов. В палеогеографическом отношении южные районы принадлежали бассейну с иными условиями седиментации. Мощные пачки толстослоистых массивных, хорошо отсортированных среднезернистых и мелкозернистых песчаников полимиктового состава с редкой кварцевой галькой и маленькими неправильной формы примазками серых глин, перемежаются с мягкими, слегка глинистыми песчаниками, включающими вертикальные трубчатые ходы илоедов и растительный детритус.

В нижней части разреза преобладают массивные песчаники, в которых рассеяны единичные толстостенные экземпляры *Pitaria* и изредка маленькие тонкие раковинки *Ostrea*. В редких случаях *Pitaria* встречаются скоплениями. Песчаники с *Pitaria* залегают непосредственно на угленосной найбутинской свите. Слои с *Pitaria californiana* (C o n g r a d), характеризуются следующими видами пластинчатожаберных моллюсков: *Ostrea* ex gr. *esutoruensis* L. K r i s h t., *Macrocallista matsuraensis* N a g a o, *Pitaria kyushuensis* N a g a o, *Tivela* sp. N1, *Pitaria californiana* (C o n g r a d), *P. naibensis* L. K r i s h t., *P. naibensis* var. *crassa* L. K r i s h t., *Pitaria matsumotoi* N a g a o, *P. sachalinensis* L. K r i s h t.

В слоях с *Pitaria* преобладают представители семейства Veneridae, среди которых главенствующая роль принадлежит *Pitaria californiana* C o n g r a d; брюхоногие моллюски не были обнаружены. Совместно с *Pitaria* иногда встречаются единичные экземпляры *Macra* sp. sp., *Solen kovatschensis sachalinensis* L. K r i s h t., *Mya sachalinensis* L. K r i s h t.

Наличие на п-ве Крильон аналогов нижнекраснополюевского яруса вполне вероятно. Слоям нижнекраснополюевского яруса может соответствовать безугольная песчаная пачка, выделяемая в верхах найбутинской свиты.

Отложения нижнекраснополюевского яруса широко распространены по западным и восточным окраинам Тихоокеанского бассейна. Они известны на о-ве Кюсю, на Камчатке и в Анадырском крае. Поэтому вопрос о возрасте отложений яруса на Сахалине в известной степени предreshен существующими в литературе выводами о возрасте их аналогов на Камчатке и о-ве Кюсю.

На Камчатке этому ярусу соответствует нижняя часть снатольской свиты тигильской серии, в которой встречена фауна с *Tivela snatolana* S l o d., *Modiolus (Brachydonates) kovatschensis* L. K r i s h t., *Ostrea atwoodi* S l o d., *O. kirikovi* S l o d. и другими тигильскими устрицами из группы *O. esutoruensis* L. K r i s h t. В устричных слоях яруса встречается тигильский *Mytilus littoralis* S l o d.; *Modiolus (Brachydonates) esutoruensis* L. K r i s h t. является видом-заместителем тигильского *Modiolus (Brachydonates) kovatschensis* L. K r i s h t.

На эоценовый возраст нижнекраснополюевского яруса указывает наиболее распространенный здесь вид *Pitaria californiana* (C o n g r a d), приуроченный в северо-западной Америке к отложениям верхнего и среднего эоцена. В пользу верхнеэоценового возраста говорит общий

древний облик представителей семейств Veneridae и Mactridae, распространенных в нижних слоях яруса. *Pitaria* и *Macrocallista* характеризуются глубокой, резко очерченной луночкой, *Mastra* — широкой и вздутой макушечной частью раковины. В связи с тем, что в литературе появились новые данные по фауне палеогеновых отложений о-вов Хоккайдо и Кюсю, изменились наши первоначальные представления о нижнеолигоценовом возрасте отложений, выделенных здесь в нижнекраснопольевский ярус. Подобно тому, как это наблюдается на Сахалине и Камчатке, впервые морская фауна, близкая по составу к фауне беспозвоночных, характеризующей этот ярус, появляется на одном и том же стратиграфическом уровне ниже группы ашийя: на Хоккайдо — в свите ваканабе, а на Кюсю — в свите ногата. Здесь впервые отмечены виды морских моллюсков: ребристый *Mytilus* alt. *rigaultii* Desh., *Modiolus* (*Brachydontes*) cf. *esutoruensis* L. Krish t., *Macrocallista matsuuraensis* Nagao, *Pitaria kyushuensis* Nagao, *P. matsumotoi* Nagao и другие, характерные для нижнекраснопольевской трансгрессии. Знаменательным является смешение эоценовых европейских и североамериканских форм.

Выводы о нижнеолигоценовом возрасте серии ашийя [Nagao, 1928], в настоящее время пересматриваются японскими палеонтологами.

ВЕРХНЕКРАСНОПОЛЬЕВСКИЙ ЯРУС

Отложения верхнекраснопольевского яруса представлены верхними горизонтами краснопольевской свиты. Они прослеживаются от Лесогорского района до широты Чехов — Долинск. На п-ове Крильон к верхнекраснопольевскому ярусу условно отнесены нижние горизонты такарадайской свиты, согласно залегающие на «переходной» безугольной пачке найбутинской свиты. Стратотипом яруса являются верхние слои краснопольевской свиты, обнаженные в Долинском районе, в разрезе по р. Десне.

Нижняя граница яруса определяется по появлению разнообразной фауны морских моллюсков, среди которой видную роль играют гастроподы, наряду с впервые появившимся *Nemocardium karaf-toense* L. Krish t., приобретающим господствующее положение в вышележащем шебунинском ярусе. Фауна эта появляется непосредственно выше питариевых и устричных слоев нижнекраснопольевского яруса.

Верхняя стратиграфическая граница яруса соответствует нормальной кровле краснопольевской свиты в северных и центральных районах западного побережья. На п-ове Крильон она проходит в нижней части такарадайской свиты.

Песчаники верхнекраснопольевского яруса согласно покрываются тонкозернистыми глинистыми песчаниками шебунинского яруса, вмещающими известковистые конкреции, переполненные *Nemocardium karaf-toense* L. Krish t.

В литологическом отношении песчаники верхнекраснопольевского яруса не отличаются от аналогичных пород нижнекраснопольевского яруса. Преобладают массивные толстослоистые песчаники с рассеянной кварцевой галькой и маленькими угловатыми включениями или примазками серых глин. Подчиненное развитие имеют мягкие песчаники с вертикальными трубчатыми ходами илоедов. Прослой аргиллитов и алевролитов редки и незначительны. В песчаниках местами наблюдаются следы морской ряби.

В верхнекраснопольевском ярусе выделяются слои с *Psephaea naibutiensis* L. K r i s h t. и слои с морскими ежами *Linthia praenipponica* N a g a o. Эти слои, по сравнению с нижележащими, характеризуются более разнообразной морской фауной, представленной пластинчатожаберными и брюхоногими моллюсками, брахиоподами и морскими ежами. Слои с *Psephaea naibutiensis* L. K r i s h t. характеризуются следующими видами: *Acila* sp., *Ostrea esutoruensis* L. K r i s h t., *Cardita* ex gr. *castor* D a l l, *Mytilus littoralis* S l o d., *Macoma* sp., *Nemocardium karaftoense* L. K r i s h t., *Laternula korniana* L. K r i s h t., *Mya sachalinensis* L. K r i s h t., *Polinices* sp., *Margarites takaradaensis* L. K r i s h t., *Psephaea naibutiensis* L. K r i s h t., *Molopophorus* cf. *lincolnensis* W e a v e r, *Fusinus* sp., *Hemithyris* sp., *Terebratulina* sp., *Linthia praenipponica* N a g a o. В слоях с *Solen kovatschensis sachalinensis* L. K r i s h t. и *Linthia praenipponica* N a g a o представлены следующие виды: *Nuculana (Sacella) pulchrisinuosa* C l a r k, *Yoldia* sp., *Ostrea* ex gr. *esutoruensis* L. K r i s h t., *Macoma* sp., *Nemocardium karaftoense* L. K r i s h t., *Sanguinolaria takaradaensis* L. K r i s h t., *Solen kovatschensis sachalinensis* L. K r i s h t., *Mya sachalinensis* L. K r i s h t., *Dentalium* sp., *Polinices (Euspira)* sp., *Neptunea (Ancistrolepis) takaradaensis* L. K r i s h t., *Linthia praenipponica* N a g a o.

Доминирующее положение занимают виды — индексы; большим количеством экземпляров представлена *Nuculana (Sacella) pulchrisinuosa* C l a r k.

В этих слоях фауна встречается в виде экземпляров, рассеянных в толще песчаников. Изредка попадаются малорослые единичные экземпляры *Pitaria*.

На п-ве Крильон краснопольевская свита не выделяется, и предполагаемыми аналогами верхнекраснопольевского яруса могут служить слои с остатками *Ostrea* ex gr. *esutoruensis* L. K r i s h t., скоплениями *Mya sachalinensis* L. K r i s h t., отмеченные в самом основании некоторых разрезов такарадайской свиты.

К верхнекраснопольевскому ярусу на Хоккайдо относятся свиты бибаи и акабира серии ишикари. В свите акабира мелководные морские отложения с остатками моллюсков и морских ежей перемежаются с отложениями континентального происхождения. Аналогичными по характеру отложениями верхнекраснопольевский ярус представлен и на о-ве Кюсю. Здесь угленосная свита отсуджи включает прослой морского происхождения с остатками морских моллюсков. Присутствие на Японских островах в отложениях, отнесенных к верхнекраснопольевскому ярусу, таких видов, как *Acila (Acila) shimoyamai* O y a m a e t M i z u n o, *Mytilus* aff. *rigaultii* D e s h., *Thyasira bisecta omarui* O y a m a e t M i z u n o, *Turritella karatsuensis* N a g a o, дает основание сопоставлять их с верхами снатольской свиты тигильской серии Камчатки. Зона *Cardium snatolensis* и *Solen tigilensis*, охватывающая верхи снатольской свиты и представляющая нижний олигоцен в разрезе третичных отложений Камчатки, характеризуется присутствием *Turritella karatsuensis* N a g a o, ребристой мидии, тиазиры и наличием *Acila kovatschensis* L. K r i s h t. — вида, близко родственного к *Acila shimoyamai* O y a m a e t M i z u n o. Эти два вида принадлежат к филотипу *Acila (Truncacila) shumardi* D a l l, руководящей для свиты линкольн (средний олигоцен) северо-западной Америки. В свите линкольн встречаются также *Nuculana pulchrisinuosa* C l a r k и *Molopophorus lincolnensis* W e a v., встреченные в верхах верхнекраснопольевского яруса на Сахалине. Этот

факт указывает на условность совмещения границ ярусов с границами подразделов единой шкалы, применяемой для третичных отложений тихоокеанского побережья Северной Америки.

ШЕБУНИНСКИЙ ЯРУС

Отложения шебунинского яруса залегают согласно на отложениях верхнекраснопольевского яруса и прослеживаются по западному побережью острова от п-ва Крыльон до Углегорского района. Стратотипом яруса является такарадайская свита п-ва Крыльон в верхнем течении р. Шебунинки, за исключением самых нижних и верхних ее горизонтов. В юго-западной части острова, в районах типичного развития, отложения яруса наиболее полно характеризуются фауной.

Отложения такарадайской свиты, той основной части ее, которая принадлежит шебунинскому ярусу, представлены однообразной толщей неслоистых, слабо сортированных мелкозернистых песчаников и песчанистых алевролитов. Окраска пород зеленовато-серая и голубовато-серая; песчаники и алевролиты связаны постепенными переходами. Иногда наблюдается рассеянный углистый шлам и детритус, неравномерное распределение глинистого, алевролитового и песчанистого материала. Встречаются участки, обогащенные карбонатом, известковистые конкреции, псевдоморфозы кальцита по кристаллам гейлюссита.

Мощность отложений шебунинского яруса в типичных разрезах в верхнем течении бассейна р. Шебунинки исчисляется в 500 м.

В основании яруса в нижних горизонтах такарадайской свиты на п-ове Крыльон найдены следующие виды: *Nuculana postangulata* Clark, *Acila* (*Truncacila*) aff. *decisa* (Conrad), *Yoldia*, *takaradaensis* L. Krish t., *Yoldia* ex gr. *scaphoides* Nagao, *Nemocardium karaftoense* L. Krish t., *Tellina kriljonensis* L. Krish t., *Acteon* sp., *Molopophorus* cf. *lincolnensis* Weaver, *Margarites* sp., *Turritella* sp.

Фауна нижних слоев шебунинского яруса представлена следующим комплексом видов: *Acila* (*Acila*) *praesinnaiensis* L. Krish t., *Yoldia takaradaensis* L. Krish t., *Yoldia* ex gr. *scaphoides* Nagao, *Cardita castor* Dall, *Chironia* (?) *sachalinensis* L. Krish t., *Nemocardium karaftoense* L. Krish t., *Mya sachalinensis* L. Krish t., *Dentalium* sp., *Scaphander khandasensis* Kogan, *Ancillaria* aff. *gabbi* Cas., *Neptunea* (*Ancistrolepis*) *takaradaensis* L. Krish t., *Liomesus* (?) sp., *Thais* (?) sp., *Turritella* sp., *Balanus* sp., *Linthia praenipponica* Nagao.

По численности экземпляров преобладает *Nemocardium karaftoense* L. Krish t.; второе место занимает *Yoldia takaradaensis* L. Krish t.; часто встречается *Balanus* sp., *Neptunea* (*Ancistrolepis*) *takaradaensis* L. Krish t. Видную роль играют брюхоногие моллюски *Liomesus* (?) sp., *Thais* (?) sp., точное определение которых затруднительно из-за неудовлетворительной сохранности. Здесь впервые появляется *Acila* s. s., представленная видом *Acila* (*Acila*) *praesinnaiensis* L. Krish t. и *Scaphander khandasensis* Kogan, вид близкий к *Scaphander washingtonensis* Weaver, распространенному в среднеолигоценовых отложениях северо-западной Америки.

В верхних слоях шебунинского яруса фауна остается почти в том же составе, но появляются некоторые новые формы, неизвестные в нижележащих отложениях, и исчезают виды, связывающие нижние слои шебунинского яруса с верхнекраснопольевским ярусом. В верхних слоях представлен следующий комплекс видов: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Acila*

(*Truncacila*) aff. *decisa* (Conrad), *Acila* (*Acila*) *praesinnaiensis* L. Krisht., *Yoldia takaradaensis* L. Krisht., *Y. chehalisensis crassa* L. Krisht., *Mytilus pilvoensis* Sim., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Laternula korniana* L. Krisht., *Cardita castor* Dall, *C. kriljonensis* L. Krisht. et Kusina, *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Thyasira* ex gr. *snatolensis* L. Krisht., *Nemocardium karaftoense* L. Krisht., *Dentalium* sp., *Psephaea kriljonensis* L. Krisht., *Neptunea* (*Ancistrolepis*) *takaradaensis* L. Krisht., *Trichotropis* (?) *vinjukovi* L. Krisht., *Turritella* sp., *Polinices* (*Euspira*) *aijensis* L. Krisht., *Amauropsis* sp., *Epitonium* sp., *Balanus* sp.

Подобно тому, как это наблюдается в нижних слоях, по численности экземпляров первое место принадлежит *Nemocardium karaftoense* L. Krisht. В то же время здесь представлены *Laternula korniana* L. Krisht., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Cardita kroljonensis* L. Krisht. et Kusina, *Thyasira pervulgata* L. Krisht., *Clinocardium* ex gr. *asagaiense* Mak., *Psephaea kriljonensis* L. Krisht., *Trichotropis* (?) *vinjukovi* L. Krisht., составляющие характерный комплекс верхних слоев шебунинского яруса.*

Шебунинский ярус на Камчатке, вероятно, близок по положению в разрезе к нижним горизонтам ковачинской серии, выделенным в слои с *Solariella kamtschatica* L. Krisht. На Японских островах шебунинский ярус по времени образования соответствует части эпохи ашгийя.

На Камчатке, Сахалине и о-ве Кюсю палеогеновые угленосные отложения в определенный момент геологической истории уступают место морским отложениям. На Хоккайдо в этот же момент продолжают господствовать условия угленакопления. На о-ве Кюсю морские отложения этого века выделены в серию ашгийя, возраст которой Нагао [1928 г.] определялся как нижнеолигоценный, а ныне [1953 г., Oyama и Mizuno] в результате ревизии признается рядом японских стратиграфов как верхнеолигоценный. Можно довольно уверенно сравнивать разнообразную фауну морских моллюсков серии ашгийя с фауной одновозрастных отложений Сахалина. Подобно тому, как это наблюдается в отложениях серии ашгийя, в шебунинском ярусе встречаются: морской еж *Linthia praenipponica* Nagao, брюхоногие моллюски *Psephaea kriljonensis* L. Krisht., *Neptunea* (*Ancistrolepis*) *takaradaensis* L. Krisht., *Nemocardium karaftoense* L. Krisht. — виды, заместители которых известны в нижних слоях серии ашгийя. Весьма вероятно, что к этому времени приурочено первое появление маленькой *Yoldia takaradaensis* L. Krisht. и *Yoldia* ex gr. *scaphoides* Nagao, отмеченное на п-ве Криллон в основании такарадайской свиты. Первое появление этих двух видов полюдий характерно также для нижних слоев серии ашгийя. На Хоккайдо к шебунинскому ярусу принадлежит свита икусунбетсу серии ишикара, представленная континентальными угленосными отложениями. Развитие трансгрессии моря и появление одних и тех же форм на Сахалине и Кюсю произошло в геологических масштабах одновременно и может служить критерием для сопоставления отложений шебунинского яруса с нижними слоями серии ашгийя. В шебунинском ярусе обнаружен брюхоногий моллюск, напоминающий *Molopophorus lincolnensis* Weaver, характеризующий в северо-западной Америке одноименную

* Эти слои в унифицированной стратиграфической схеме помещены в лесогорский ярус.

фаунистическую зону среднего олигоцена; найден и другой среднеолигоценовый североамериканский вид *Nuculana postangulata* Clark. Присутствующая в шебунинском ярусе *Acila (Acila) praesinnaiensis* L. Krish t. скорее напоминает *Acila (Acila) ashiyaensis* Nagao, распространенную в группе ашийя, и является уже типичной представительницей подрода *Acila*.

ЛЕСОГОРСКИЙ ЯРУС

Лесогорский ярус выделяется непосредственно выше шебунинского яруса; его стратотипом рассматривается свита геннойши Прибрежного района северной части острова и северо-западных районов Южного Сахалина.

Отложения лесогорского яруса залегают на различных нижележащих горизонтах. В западных районах острова отложения яруса приведены в соприкосновение с эоценовыми образованиями, в юго-западных — с отложениями шебунинского яруса.

Отложения лесогорского яруса представлены однообразной толщей темно-серых неслоистых алевролитов, заключающих рассеянную гальку кремнистых пород, мергелистые и известковистые конкреции и редкие прослои песчаников. Местами алевролиты переходят в мелкозернистые песчаники, содержащие обильную гальку. Мощность алевролитов достигает 800 м. Встречаются редкие пласты базальта, андезита и туфобрекчии.

По западному побережью отложения яруса прослеживаются от п-ва Крильон до Замаяцкой Пади и вскрыты далее к северу буровыми скважинами в районе Мгачи. К югу от широты г. Чехова породы лесогорского яруса изменяют литологический характер и представлены верхней частью такарадайской свиты. На п-ве Крильон лесогорскому ярусу принадлежит верхняя нетуфогенная пачка такарадайской свиты, мощностью до 450 м. Эта верхняя пачка такарадайской свиты сложена зеленовато-серыми довольно крепкими, неравномерно сортированными полимиктовыми песчано-глинистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Верхняя граница лесогорского яруса повсеместно на западе проходит по подошве туфогенных пород крильонских слоев. Как показали геологические исследования последних лет на восточном склоне Западно-Сахалинского хребта отложения лесогорского яруса отсутствуют. Ранее в юго-восточной части острова в верховьях рр. Икусы и Сусуи к лесогорскому ярусу, с известной долей условности, была отнесена залегающая на мелу толща, выделенная Е. М. Смеховым в такарадайскую свиту и представленная чередованием зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов и ракушечников, послуживших для выделения слоев с *Molopophorus watanabei* O t u k a. Ныне эта толща сопоставляется нами с крильонскими слоями, залегающими непосредственно выше отложений лесогорского яруса.

В Макаровском районе к лесогорскому ярусу ошибочно относилась толща переслаивания серых и светло-серых песчано-глинистых сланцев и алевролитов и серых мелкозернистых песчаников, содержащих окатанную гальку и остатки банок *Clinocardium asagaiense* M a k., *Tellina* cf. *makarovi* L. K r i s h t., *Mactra* sp.

В глинистых сланцах и конкрециях найдена скудная фауна в составе: *Yoldia nitida* S l o d., *Yoldia praecaudata* E v s e e v., *Yoldia* ex gr. *transvena* L. K r i s h t., *Cardita* sp., *Nemocardium* ex gr. *karafutoense* L. K r i s h t., *Mya kovatschensis* L. K r i s h t. (по Евсееву). Слои эти К. П. Евсеев (1956 г.) и И. И. Ратновский (1948 г.) выделяли в такарадайскую свиту.

В настоящее время в результате повторных полевых исследований Л. С. Жидковой и И. Н. Кузиной стало возможным сопоставлять слои с *Molopophorus watanabei* O t u k a с крильонскими слоями или слоями с *Acila sinnaensis* L. K r i s h t., выделенными Л. В. Криштофович в юго-западной части острова. Последние, согласно новейшим данным, относятся к аракайской свите и исключены из состава лесогорского яруса. Глинистые сланцы с иольдиями и банками *Clinocardium asagaiense* M a k. относятся ныне к мачигарскому ярусу.

Характерный фаунистический комплекс лесогорского яруса в Прибрежном районе и северных районах юго-западного Сахалина состоит из видов: *Nuculana pilvoensis* L a u t., *Yoldia angusta* L. K r i s h t., *Y. deformis* K o g a n, *Y. kovatschensis* S l o d., *Y. gretschischkini* L. K r i s h t., *Y. nitida* S l o d., *Y. salvationemensis* L a u t., *Palliolum (Delectopecten) watanabei* Y o k., *Mytilus pilvoensis* S i m., *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d., *Modiolaria* sp. n. N 1, *Cardita petvensis* L a u t., *Thyasira smekhovi* K o g a n, *Clinocardium salvationemense* L a u t., *Nemocardium lakumense* L a u t. (= *N. petvense* L a u t. = *N. ex gr. karaftoense* L. K r i s h t.), *Macrocallista* sp., *Tellina khoinjense* L a u t., *Macoma tatarica* L a u t.

В наиболее полном разрезе в нижнем течении р. Агнево свите геннойши подстилают песчаники нижнекраснопольевского яруса с горизонтом *Ostrea agnevoensis* L a u t. Выше устричников в основании свиты геннойши собрана фауна в составе: *Yoldia* ex gr. *kovatschensis* S l o d., *Yoldia* cf. *angusta* L. K r i s h t., *Nuculana petvensis* L a u t., *Ostrea* sp., *Modiolaria* sp. n. N 1, *Cardita petvensis* L a u t., *Clinocardium salvationemense* L a u t., *Nemocardium lakumense* L a u t. (= *N. petvense* L a u t. = *N. ex gr. karaftoense* L. K r i s h t.), *Macrocallista* sp., *Macoma tatarica* L a u t. Такой состав фауны указывает на выпадение из разреза отложений верхнекраснопольевского и шебунинского ярусов.

В Лесогорском районе серые почти черные песчаники лесогорского яруса в кровле такарадайской свиты характеризуются обильными остатками фауны, представленной видами: *Yoldia salvationemense* L a u t., *Yoldia gretschischkini* L. K r i s h t., *Thyasira smekhovi* K o g a n, *Clinocardium salvationemense* L a u t., *Nemocardium lakumense* L a u t. (= ex gr. *N. karaftoense* L. K r i s h t.), *Mya kitausiensis* L a u t.

В Прибрежном районе северной части острова этим слоям соответствуют песчаники, залегающие в самом верху свиты геннойши и отмеченные скоплениями *Corbicula tatarica* L a u t. и *Corbicula tusiunensis* L a u t.

К югу от широты г. Чехова, в западных разрезах отложения лесогорского яруса меняют литологический облик. Отложения лесогорского яруса представлены нормально осадочными породами: песчаными неравномерно сортированными алевролитами и мелкозернистыми глинистыми песчаниками, с растительным детритусом. Такой характер разреза выдерживается и далее к югу, по западному побережью п-ва Крильон. В слоях *Thyasira smekhovi* K o g a n фауна встречается редко. В отдельных прослоях остатки моллюсков более многочисленные. Песчаники и алевролиты характеризуются видами: *Yoldia chehalisensis* C l a r k, *Yoldia nitida* S l o d., *Yoldia* ex gr. *transvena* L. K r i s h t., *Laternula korniana* L. K r i s h t., *Cardita* cf. *akagii* K a n e h a r a, *Thyasira smekhovi* K o g a n, *Clinocardium salvationemense* L a u t., *Nemocardium* ex gr. *karaftoense* L. K r i s h t., *Macoma* ex gr. *asagaiensis* M a k., *Neptunea onnaica* (Y o k.), *Neptunea (Ancistrolepis)* sp., *Polinices (Euspira) aijensis* L. K r i s h t. В отличие от южных районов в северной части острова верхи лесогорского яруса характеризуются солоноватоводными моллю-

сками *Corbicula tatarica* L a u t. и *Corbicula tusiunensis* L a u t. и не содержат представителей брюхоногих моллюсков, которые обитают только в водах нормальной морской солености.

Таким образом, различие в составе фауны моллюсков на севере и на юге можно объяснить различной соленостью, существовавшей в этих частях бассейна. Появление на севере значительного количества *Corbicula* служит показателем регрессии моря, сменившей трансгрессию начала лесогорского века.

Дробная стратиграфия отложений, выделенных в лесогорский ярус — дело будущих полевых исследований и изучения послойных сборов фауны. В настоящее время анализ незначительного палеонтологического материала и распределения фауны по разрезу отложений лесогорского яруса позволяет наметить несколько фациальных комплексов. Песчаная сублитораль западного бассейна отвечает слоям с *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d. и *Clinocardium salvationemense* L a u t.

С фациями затишных участков эпиконтинентального бассейна более позднего периода на северо-западе связана однообразная иольдиевая фауна, обычно сопровождающая *Thyasira smekhovi* K o g a n и маленьких гребешков *Palliolum (Delectopecten) watanabei* (Y o k.).

Несмотря на значительное непостоянство литологического характера, отложения лесогорского яруса выделяются довольно уверенно по наличию руководящих видов. Наиболее важные руководящие виды *Clinocardium salvationemense* L a u t. и *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d. широко распространены, часто в массовом количестве, в отложениях лесогорского яруса. Эти виды обнаружены всюду, где представлены соответствующие фаии лесогорского бассейна. Другой характерный компонент лесогорской фауны — *Yoldia* двух типов (потомки такарадайских *Yoldia takaradaiensis* L. K r i s h t. и *Yoldia* ex gr. *scaphoides* N a g a o) достигают в лесогорском бассейне более крупных размеров. Группа *Yoldia angusta* L. K r i s h t., *Yoldia kovatschensis* S l o d., *Y. gretschischkini* L. K r i s h t. и группа *Yoldia nitida* S l o d. составляют основную массу биоценозов затишных, изолированных участков дна, на грунтах обогащенных органическими остатками. Не менее характерны гастроподы группы *Neptunea onnaica* (Y o k.).

Геологический возраст лесогорского яруса, как можно предполагать, исходя из положения в разрезе, скорее всего верхнеолигоценовый. Однако мы не располагаем достаточным доказательством для отрицания нижнемиоценового возраста верхних его горизонтов.

В отложениях лесогорского яруса обнаружены некоторые виды, тождественные и близкие известным в верхнем олигоцене и нижнем миоцене Японии и Камчатки. Такими видами являются: *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d., группа *Clinocardium asagaiense* M a k., переходящая в свиты иваки и асагай*; *Palliolum (Delectopecten) watanabei* (Y o k.), *Laternula korniana* L. K r i s h t., *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t., известные в ковачинской серии Камчатки. Вместе с тем, видовой состав иольдий близок к составу иольдий иольдиевой зоны, выделенной в основании ваямпольской серии Камчатки.

На Камчатке к лесогорскому ярусу вероятно принадлежат отложения верхнеолигоценовой части ковачинской толщи. В поисках палеонтологического критерия при обосновании стратиграфической границы

* В настоящее время японские палеонтологи склонились к мнению о верхнеолигоценовом возрасте свиты асагай и поронай. См. Hirayama, Asagai Format. and its Mollus., 1955.

между ваямпольской и ковачинской толщами Л. В. Криштофович [1938, 1939, 1945] предложила проводить эту границу по появлению многочисленных неизвестных ранее крупных *Yoldia* типа *Yoldia angusta* L. K r i s h t., *Y. longissima* S l o d., *Y. tigilensis* S l o d. и других видов, послуживших для выделения иольдиевой зоны на границе между верхнеолигоценовыми отложениями ковачинской толщи и миоценовыми ваямпольской. Нижнемиоценовый возраст иольдиевой зоны подтверждался и отсутствием в ней видов, служивших определению верхнеолигоценового возраста ковачинской толщи, и появлением видов, широко распространенных в вышележащих горизонтах ваямпольской толщи.

Сопоставление отложений лесогорского яруса Сахалина с верхами ковачинской толщи Камчатки, еще недостаточно палеонтологически обоснованное, приводит косвенным путем к выяснению возраста лесогорского яруса и определению положения его в единой стратиграфической шкале третичных отложений Сахалина и Камчатки.

НЕОГЕН

МИОЦЕН

КРИЛЬОНСКИЕ СЛОИ

На западном побережье Сахалина, от Прибрежного района в северной части острова до п-ва Крильон на юге, ранее в самом верху такарадайской, а ныне в основании аракайской свиты обособляются слои, получившие название крильонских. Слои эти характеризуются песчаным составом пород туфогенного происхождения. Сложены они толстослоистыми песчаниками серо-зеленого цвета, с прослоями, обогащенными растительным детритусом, гравелитами и мелкогалечными конгломератами; подчиненное значение имеют туфогенные алевролиты. В южных районах мощность крильонских слоев превышает 200 м. Относительно стратиграфического положения крильонских слоев мнения геологов расходятся. Одни выделяют их в качестве туфогенной переходной пачки такарадайской свиты, другие относят к вышележащей аракайской свите, трансгрессивно покрывающей такарадайскую свиту. В качестве стратотипа избрана верхняя туфогенная пачка такарадайской свиты, 150 м мощности, выделяемая В. Н. Киркинской по р. Тобуси на западном побережье п-ва Крильон. На восточном побережье туфогенный материал в крильонских слоях отсутствует. Здесь эти слои трансгрессивно налегают на мел.

В крильонских слоях различаются два фаунистических комплекса: на юго-западе — биоценоз сублиторали бассейна нормальной солености с *Acila* (*Acila*) *sinnaiensis* L. K r i s h t. и *Neptunea onnaica* (Y o k.), на юго-востоке — биоценоз с многочисленными мактридами и гастроподами *Molopophorus watanabei* O t u k a, *M. fishii smekhovi* L. K r i s h t., *Neptunea ikusaensis* L. K r i s h t.

Комплекс видов, характеризующий туфогенные песчаники крильонских слоев, послуживший основанием для выделения слоев с *Acila* (*Acila*) *sinnaiensis* L. K r i s h t., прослеживается от р. Карибы до р. Чеховки. Здесь представлены следующие виды: *Acila* (*Truncacila*) *sachalinensis* L. K r i s h t., *Acila* (*Acila*) *sinnaiensis* L. K r i s h t., *Yoldia cerussata* S l o d., *Yoldia nitida* S l o d., *Malletia* ex gr. *poronaica* (Y o k.), *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d., *Cardita akagii* K a n e c h., *Phacoides* (*Lucinoma*) ex gr. *columbiana* Cl. et A r n., *Thyasira smekhovi* K o g a n et var. *kriljonensis* L. K r i s h t., *Clinocardium asagaiense* M a k., *Nemocardium* ex

gr. *karafutoense* L. K r i s h t., *Papyridea matschigarica* K h o m., *Macoma* ex gr. *asagaiensis* M a k., *Laternula* ex gr. *korniana* L. K r i s h t., *Periploma kariboensis* L. K r i s h t., *Thracia* cf. *shencki* T e g l a n d, *Dentatium* sp., *Scaphander* sp., *Fusinus* sp., *Neptunea onnaica* (Y o k.), *N. ikusaensis* L. K r i s h t., *N. (Ancistrolepis) vinjukovi* L. K r i s h t., *Polinices esutoruensis* L. K r i s h t., *Margarites* sp., *Turritella* sp., *Cerithiopsis* sp.

В юго-восточной части острова к крильонским слоям отнесена залегающая на мелу, нормально осадочная толща серых и зеленовато-серых песчаников и мелкогалечных конгломератов, названная Е. М. Смаховым такарадайской свитой [1953]. К этой толще приурочены выделенные Л. В. Криштофович [1954] слои с *Molopophorus watanabei* O t u k a. Ракушники с *Molopophorus watanabei* O t u k a характеризуются следующими видами моллюсков: *Cardita* ex gr. *matschigarica* K h o m., *Clinocardium* sp., *Tellina makarovi* L. K r i s h t., *Mactra kavakamiensis* L. K r i s h t., *M. asymmetrica* L. K r i s h t., *M. ikusaensis* L. K r i s h t. et var., *Neptunea ikusaensis* L. K r i s h t., *Molopophorus watanabei* O t u k a, *M. fishii smekhovi* L. K r i s h t., *Polinices (Euspira)* aff. *cowlitzensis* D i c k.

При решении вопроса о возрасте прежде всего принимается во внимание положение крильонских слоев в разрезе между слоями мачигарского яруса нижнемiocенового возраста и лесогорским ярусом, относящимся к верхнему олигоцену.

Уже одно это обстоятельство косвенным путем приводит к мысли о переходном или, что более вероятно, нижнемiocеновом возрасте крильонских слоев. Аналоги крильонских слоев на о-ве Хондо представлены свитой иваки угольного месторождения Джобан, характеризующейся присутствием общих видов: *Clinocardium asagaiense* M a k., *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d., *Molopophorus watanabei* O t u k a. Эти виды встречаются и в свите асагай, покрывающей свиту иваки. На Хоккайдо к крильонским слоям вероятно относятся низы серии поронай. Общими и близкими видами с крильонскими слоями являются: *Acila vigilia brevis* N. et T., *Yoldia watasei* (K a n e h.), *Malletia* ex gr. *poronaica* (Y o k.), *Thyasira* ex gr. *nipponica* Y a b e et N o m., *Phacoides (Lucinoma)* ex gr. *columbiana* Cl. et A r n., *Macoma asagaiensis* M a k., *M. cf. makarovi* L. K r i s h t., *Nemocardium ezoensis* T a k., *Cardita akagii* K a n e h., *Laternula beschoensis* (Y o k.) и другие. С переходными слоями от верхнего олигоцена к нижнему миоцену (свите сук) на о-ве Ванкувер крильонские слои связаны характерным для данного горизонта видом *Molopophorus fishii* A r n.

Крильонские слои связаны с верхними горизонтами лесогорского яруса значительным количеством общих видов. К таковым относятся: *Yoldia nitida* S l o d., *Y. gretschischkini* L. K r i s h t., *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d., *Clinocardium asagaiense* M a k., *Thyasira smekhovi* R o g a n, *Laternula* ex gr. *korniana* L. K r i s h t., *Periploma kariboensis* L. K r i s h t., *Neptunea onnaica* (Y o k.), *Polinices esutoruensis* L. K r i s h t. и другие. Не менее тесно в фаунистическом отношении, а в большей мере в литологическом крильонские слои связаны с мачигарским ярусом. Поэтому данные слои включены в состав мачигарского яруса.

МАЧИГАРСКИЙ ЯРУС

В мачигарский ярус выделяются морские отложения, принадлежащие к нижнему миоцену. Имеются некоторые основания предполагать, что трансгрессии мачигарского моря предшествовало местное развитие

угленосных отложений. К угленосным отложениям этого времени может быть следует относить угленосные слои Мачигара и р. Порлонги.

Отложения мачигарского яруса широко распространены на территории Сахалина, от п-ва Шмидта — на севере, до п-ва Кирильон — на юге. В западной части Сахалина к мачигарскому ярусу принадлежат нижнелангерийская, нижнеэнгизпальская и аракайская свиты; в юго-восточной части острова и в Поронайской депрессии — нижняя часть аракайско-холмской серии пород и хандасинская свита Хандасино-Онорского района; в восточном Сахалине — дасхуриенская свита. В Прибрежном районе западного Сахалина к мачигарскому ярусу относится толща полимиктовых песчаников в нижнем течении р. Агнево и песчаники «мыса Эгранвис и р. Тусюн».

П-ов Шмидта является классическим районом развития типичных отложений мачигарского яруса, охватывающих мачигарскую и тумскую свиты. Мачигарская свита находится в контакте с образованиями мелового возраста. Уже в самом начале мачигарского века все этажи сублиторали были населены биоценозами моллюсков мачигарского типа. Широкое распространение и постоянство видового состава фаунистического комплекса с *Papyridea matschigarica* K h o m. и *Cardita matschigarica* K h o m., прослеживаемого от Японских островов до Аляски, дает основание признать его стратиграфическое значение и использовать для корреляции и определения нижней стратиграфической границы мачигарского яруса *sensu stricto*.

Верхняя стратиграфическая граница яруса проходит по кровле тумской свиты. Повышенная туфогенность кремнистых сланцев тумской свиты, их очень слабая отсортированность, наличие косой слоистости и линзовидных прослоев грубообломочного туфогенного материала среди алевроитистых пород свидетельствуют о положительных движениях земной коры и возросшей интенсивности вулканизма. Вышележащая пильская свита относится уже к сахалинскому ярусу. Возможно, что между отложениями мачигарского и сахалинского ярусов существовал местный перерыв, obligatory вертикальным подвижкам земной коры.

На п-ве Шмидта в основании яруса выделяются угленосные слои с *Corbicula sakhalinensis* (S l o d.), *Mytilus mathewsonii* G a b b?, *Cerithiopsis quadrimonilocosta* K h o m. Выше следуют слои с *Taras* aff. *orbellus* G o u l d. К конгломератам из крупных валунов кристаллических пород мыса Марии, с включением маленькой гальки черного угля, чередующимся с подчиненными прослоями песчаников с растительным детритусом, приурочена обильная фауна, представленная видами: *Pecten matschigarensis* M a k., *Mytilus mathewsonii* G a b b, *Thracia schmidtii* L. K r i s h t., *Cardita* sp. N 1, *Taras harfordi* A r n., *T.* aff. *orbellus* G o u l d, *Corbicula* sp., *Saxidomus vaquerosensis* A r n., *Macra* sp., *Myagrewingki* M a k.

Выше конгломератов следуют слои с *Papyridea matschigarica* K h o m. (*sensu stricto*), представленные пачкой глинистых серых песчаников с растительным детритусом и прослоями известковистых песчаников с фауной. Нижняя граница слоев определяется по появлению *Nemocardium iwakiense* (Y o k.) и *Papyridea matschigarica* K h o m. Верхняя граница проводится по исчезновению *Papyridea matschigarica* K h o m. и *Pecten matschigarensis* M a k. и появлению крупных *Yoldia caudata* K h o m., *Y. nitida* S l o d., *Thyasira*.

Слои с *Papyridea matschigarica* K h o m. характеризуются следующими видами: *Nucula ventricosa* H i r a s e, *Acila* (*Truncacila*) sp., *Nuculana* (*Sacella*) *praefurlongi* L. K r i s h t., *Yoldia nairoensis* E v s e e v.

Y. (Kallayoldia) matschigarica L. Kr., *Pecten matchgarensis* Ma k., *Pododemus schmidtii* L. Krish t., *Mytilus mathewsonii* G a b b, *Modiolus (Brachydontes) matcharensis* Ma k., *Botula tumiensis* L a u t., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Thracia schmidtii* L. Krish t., *Cardita matschigarica* K h o m. et var., *Clinocardium kinsimarae* Ma k., *Cl. matchgarensis* N a k., *Nemocardium iwakiense* Ma k., *Papyridea matschigarica* K h o m., *Papyridea harrimani* D a l l, *Liocyma furtiva* (Y o k.) et var. *nairoensis* L. Krish t., *Macoma* ex gr. *osakaensis* Ma k., *Mactra (Pseudocardium) matschigarica* L. Krish t., *Mya grewingki* Ma k., *Dentalium directum* K h o m., *Calyptraea mammilaris* B r o d., *Scaphander* ex gr. *jugularis* (C o n r.), *Psephaea kriljonensis* L. Krish t., *Neptunea (Ancistrolepis) matchgarensis* Ma k., *Turritella sinitzini* K h o m., *T. ex gr. ocoyana* C o n r a d, *Polinices matschigarensis* L. Krish t., *Terebratalia* sp. n. В этом комплексе главенствующая роль принадлежит сильно варьирующим группам: *Papyridea matschigarica* K h o m., *Cardita matschigarica* K h o m., *Mytilus mathewsonii* G a b b?, *Modiolus (Brachydontes) matchgarensis* Ma k.

Выше выделяются слои с *Thyasira smekhovi sachalinensis* L. Krish t., sp. n., *Yoldia nitida* S l o d. и *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), представленные темно-серыми мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами с линзовидными прослоями песчаников. Многочисленные песчаные конкреции, заключающие фауну, залегают в виде горизонтов.

Фаунистический комплекс данных слоев представлен следующими видами: *Yoldia caudata* K h o m., *Y. nitida* S l o d., *Mytilus mathewsonii* G a b b?, *Modiolus (Brachydontes) matchgarensis* Ma k. var. n., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Thyasira smekhovi sachalinensis* L. Krish t., *Thyasira lautenshlageri* L. Krish t., *Clinocardium kinsimarae* Ma k., *Clinocardium matchgarensis* Ma k., *Macrocallista* sp., *Macoma sejugata* (Y o k.), *Panope* sp., *Neptunea (Ancistrolepis) matchgarensis* Ma k., *Calyptraea mammilaris* B r o d., *Turritella* sp., *Cerithidea* sp. n., *Hemithiris* sp.

По сравнению с нижележащими в данных слоях фауниальный облик фауны изменяется. Исчезают формы, связанные с чистыми песками открытого побережья. Господствующее положение приобретают зарывающиеся в илистые и илисто-песчаные мелкозернистые грунты *Yoldia*, *Thyasira*, *Laternula*. Особенно примечательны в этой зоне скопления раковин *Thyasira smekhovi sachalinensis* L. Krish t., *Yoldia caudata* K h o m., *Y. nitida* S l o d., *Laternula (Aelga) besshoensis* S l o d., *Macoma sejugata* (Y o k.), *Modiolus (Brachydontes) matchgarensis* Ma k. Последний вид значительно изменяется, приспособляясь к более глубоководным условиям и илистым или мягким грунтам, вырабатывая узкую и более легкую раковину. В верхах яруса выделяются слои с *Nuculana tumiensis* L a u t., приуроченные к тумской свите, сложенной неравномерно отсортированными синевато-серыми песчанистыми алевролитами с линзовидными включениями песчаников, мелкой галькой и прослоями кремнистых сланцев и глинистых песчаников. Породы тумской свиты содержат значительную примесь туфогенного материала. Многочисленная, но однообразная по составу фауна фораминифер и моллюсков встречается в алевролитах и конкрециях. Слои с *Nuculana tumiensis* L a u t. представлены на северном и западном побережьях полуострова между р. Аду и мысом Горнера (тумская свита) и в нижнем течении р. Пиль (нижнелильская свита). Фаунистический комплекс данных слоев состоит из следующих видов: *Nucula schmidtii* L. Krish t., *Nuculana praerobai* L. Krish t., *N. (Nuculana) tumiensis* L a u t., *Malletia schongiensis* L a u t., *Yoldia*

caudata K h o m., *Palliolium (Delectopecten) watanabei* (Y o k.), *Mytilus matthewsoni* G a b b, *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Thyasira tumiensis* L. K r i s h t., *Laevicardium tumiensis* L. K r i s h t., *Macoma ex gr. simizuensis* L. K r i s h t., *Buccinum poronaicum* E v s e e v (?), *Polinices* sp.

В этом комплексе преобладает *Nuculana (Nuculana) tumiensis* L a u t., переполняющая более тонкозернистые разности алевролитов. На втором месте по численности экземпляров стоят *Nucula schmidtii* L. K r i s h t. и *Laevicardium tumiensis* L a u t. К основанию приурочено скопление раковин *Palliolium (Delectopecten) watanabei* (Y o k.).

К мацигарскому ярусу относятся полимиктовые песчаники, обнаженные в нижнем течении р. Водопадной, которые ранее по общегеологическим соображениям приписывались нижнепильской свите*. Эти песчаники, выделенные в слои с *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t., характеризуются моллюсками следующего состава: *Yoldia (Kallayoldia) matschigarica* L. K r i s h t., *Thracia schmidtii* L. K r i s h t., *Taras gastelloi* E v s e e v, *Clinocardium esutoruensis* L. K r i s h t., *Cl. kirkinskayae* L. K r i s h t., *Liocyma ex gr. furtiva* (Y o k.), *Tellina makarovi* L. K r i s h t., *Solen* sp. n., *Cultellus sachalinensis* L. K r i s h t., *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t., *Mya grewinki* M a k., *Cryptomya praebussoensis* L a u t., *Fusinus* sp., *Polinices* sp. N I, *Neptunea* sp.

Слои с *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t. по стратиграфическому положению отвечают нижним горизонтам мацигарской свиты. Некоторое различие в видовом составе фауны следует объяснять различием палео-экологической обстановки.

В Энгизпальском районе к мацигарскому ярусу принадлежат отложения, выделенные первоначально в нижнеэнгизпальскую свиту **. На р. Большой Вагис обнаженные в основании видимого разреза третичных отложений полимиктовые песчаники мацигарского яруса, с линзами мелкогалечного конгломерата, характеризуются типичным комплексом фауны с *Papyridea matschigarica* K h o m. Здесь представлены: *Acila (Truncacila)* aff. *empirensis* H o w e, *Pododesmus schmidtii* L. K r i s h t., *Thracia schmidtii* L. K r i s h t., *Cardita matschigarica* K h o m. et var. *vagisana* K o g a n, *Nemocardium iwakiensis* M a k., *Papyridea matschigarica* K h o m., *P. harrimani* D a l l, *Liocyma furtiva* (Y o k.) var. *nairoensis* L. K r i s h t., *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t., *Sanguinolaria* sp., *Mya grewinki* M a k., *Calyptraea mammilaris* B r o d. et S o w., *Turritella sinitzini* K h o m.

В этом комплексе сочетаются виды, характерные для слоев с *Papyridea matschigarica* K h o m., и виды, характерные для слоев с *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t. п-ва Шмидта. К мацигарскому ярусу относятся вышележащие алевролиты нижнеэнгизпальской свиты с *Yoldia multidentata* K h o m. и *Malletia poronaica* (Y o k.), названные Ф. Г. Ляутеншлегером впоследствии хандасинской свитой.

Слои с *Papyridea matschigarica* K h o m. и мактровые песчаники мацигарского яруса представлены в Прибрежном районе по р. Агнево у сел. Агнево, в низовьях р. Тусюн и у мыса Эгранвис.

В разрезе по р. Агнево мацигарская свита мацигарского яруса представлена толщей полимиктовых песчаников, хорошо сортированных, толстослоистых и неслоистых, с растительным мусором, галькой блестящего черного угля. В верхней части разреза песчаники переслаиваются

* Смехов Е. М., 1936 г., 1953 г.

** Б. Н. Елиссев, 1931 г.

ваются с тонкими прослоями серых аргиллитов. Неслоистые комковатые песчаники с растительным детритусом заключают довольно обильные остатки моллюсков, среди которых значительную роль играют *Mastridae*. Общая мощность песчаной толщи по р. Агнево исчисляется в 500 м. На р. Агнево и в разрезах р. Тусюн и мыса Эгранвис машигарская свита залегает на свите геннойши и покрывается отложениями агневско-хойнд-жипского вулканогенного комплекса.

В отложениях машигарского яруса в Прибрежном районе в разрезах по р. Агнево и у мыса Эгранвис встречены виды, уже известные в северо-западных районах и на п-ве Шмидта: *Cardita matschigarica* K h o m. var. *vagisana* K o g a n, *Cardita tusiunensis* L a u t., *Clinocardium esutoruensis* L. K r i s h t., *Papyridea matschigarica* K h o m., *Mastra elongata* L a u t., *M. tusiunensis* S i m., *M. aff. ramonensis* C l a r k, *Cryptomya praeabus-sonsensis* L a u t., *Tellina* sp., *Polinices* sp. N 1.

К верхней части машигарского яруса относятся слои с *Malletia onorensis* L a u t., широко распространенные на территории северной части острова.

Наиболее примечательный элемент фауны — *Malletia onorensis* L a u t. и ее разновидности обнаружены в верхних горизонтах нижне-энгизпальской свиты, в даехуриенской и в хандасинской свите Онорского района. Слои с *Malletia onorensis* L a u t. сложены слегка светлеющими при выветривании серыми и голубовато-серыми алевролитами, подчиненными прослоями алевролитистых песчаников, заключающих гнезда и линзы грубокластического материала. Породы окрашены по отдельности окислами железа. Мощность достигает 1000 м.

Фауна слоев с *Malletia onorensis* L a u t., малочисленная и слабо изученная, рассеяна единичными экземплярами в толще алевролитов. Из различных горизонтов и разрезов в слоях с *Malletia onorensis* L a u t. собраны следующие виды пластинчатожаберных моллюсков: *Solemya tokunagai* Y o k., *Acila* (*Acila*) cf. *kholmskensis* L. K r i s h t., *Nuculana* sp. n., *N. (Sacella) kobelisoensis* L a u t., *N. (Nuculana) tumiensis* L a u t., *Yoldia* ex gr. *caudata* K h o m., *Y. ex gr. nitida* S l o d., *Y. multidentata* K h o m., *Y. cf. altiscissurata* K h o m., *Malletia onorensis* L a u t., *Palliolium (Delectopecten)* ex gr. *watanabei* (Y o k.), *Lima (Limatula) pilvoensis* L a u t., *Mytilus* ex gr. *ochotensis* S l o d., *Modiolus (Brachidontes) matchgarensis* M a k., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Cardita* cf. *pilvoensis* K h o m., *Macoma sejugata* (Y o k.), *M. ex gr. simizuensis* L. K r i s h t., *Cuspidaria (Cardiomya)* sp., *Corbicula tatarica* L a u t.

На западном побережье в южной части Сахалина отложения машигарского яруса представлены аракайской свитой. Мелководные фации представлены толщей массивных песчаников мелкозернистых, включающих гальку и растительный детритус. В толще песчаников имеются прослои и линзы мелкогалечного конгломерата, конкреции известковистого песчаника, часто заключающие остатки моллюсков. Мощность достигает 1000 м.

Песчаники характеризуются фауной, состоящей из видов: *Yoldia (Cnesterium) nairoensis* E v s e e v, *Thracia schmidtii* L. K r i s h t., *Clinocardium kirkinskayae* L. K r i s h t., *Cardita matschigarica* K h o m. et var. *vagisana* K o g a n, *Clinocardium esutoruensis* L. K r i s h t., *Nemocardium* cf. *ivakiense* M a k., *Papyridea matschigarica* K h o m., *Liocyma fur-tiva* (Y o k.), *Macoma simizuensis* L. K r i s h t., *M. kirkinskayae* L. K r i s h t., *Tellina makarovi* L. K r i s h t., *Mastra (Spisula) vagisana*

L a u t., *M. (Pseudocardium) sp.*, *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Neptunea sp.*, *Turritella tokunagai* Y o k., *Polinices sp.* N 1, многочисленных остатков плоских морских ежей. Этот комплекс является типичным для слоев с *Clinocardium esutoruensis* L. K r i s h t.

На восточном склоне Западно-Сахалинского хребта толща полимиктовых песчанников мацигарского яруса приведена в контакт с меловыми отложениями. Основанием для выделения здесь пород мацигарского яруса служит присутствие руководящих видов в комплексе с *Papyridea matschigarica* K h o m. В основании мацигарского яруса в разрезе по р. Гастелло (Найро; Поронайский район) наблюдаются линзы конгломерата, включающего гальку блестящего угля и куски необугленной древесины; выше следуют толстослоистые мелкозернистые песчаники, содержащие обильную фауну пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Мощность достигает 500 м. Здесь представлен комплекс видов, характерный для отложений мацигарского яруса п-ва Шмидта: *Yoldia caudata* K h o m., *Pecten (Chlamys) aff. iwakianus* Y o k., *Palliolium (Delectopecten) watanabei* (Y o k.), *Thracia schmidtii* L. K r i s h t., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Taras gastelloi* E v s e e v, *Cardita matschigarica* K h o m. et var. *vagisana* K o g a n, *C. nairoensis* L. K r i s h t., *C. tutsiunensis* L a u t., *Laevicardium cf. tristiculum* Y o k., *Clinocardium makarovi* E v s e e v, *Papyridea harrimani* D a l l, *P. matschigarica* K h o m., *Liocyma furtiva* (Y o k.) var. *nairoensis* L. K r i s h t., *Tallina makarovi* L. K r i s h t., *Macoma kirkinskayae* L. K r i s h t., *M. ex gr. asagaiensis* M a k., *Sanguinolaria sp.*, *Mya grewinkii* M a k., *Panope sp.*, *Scaphander ex gr. jugularis* C o n r., *Lora cf. declivis* (L o w e n) var. *ecarinata* (S a r s), *Psephaea kriljonensis* L. K r i s h t., *Cerithiopsis sp.*, *Turritella tokunagai* Y o k., *Natica nairoensis* L. K r i s h t., *Polinices (Euspira) sp.* N 1, *Diastoma sp.*

В Макаровском районе известны аналоги мактровых песчанников р. Водопадной — слои с *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t. и *Clinocardium esutoruensis* L. K r i s h t., приуроченные к полимиктовым песчанникам в основании «холмской свиты», включающей аналогов аракайской свиты. Эти слои характеризуются скоплением *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t., *(Spisula) polynyma nagakoensis* H a t a i et N i s i y a m a, *Clinocardium esutoruensis* L. K r i s h t., в сообществе с которыми здесь встречена фауна, обильная по количеству особей каждого вида, состоящая из моллюсков: *Yoldia ex gr. caudata* K h o m., *Y. (Cnesterium) nairoensis* E v s e e v, *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Thracia schmidtii* L. K r i s h t., *Papyridae sp.*, *Tellina makarovi* L. K r i s h t., *Mactra (Spisula) vagisana* L a u t., *M. (Spisula) polynyma nagakoensis* H a t a i et N i s i y a m a, *Panope sp.*, *Cerithidea sachalinensis* L. K r i s h t. и многочисленных остатков плоских морских ежей.

Более глубоководные вышележащие горизонты мацигарского яруса в южной части острова представлены слоями с *Turricula sachalinensis* L. K r i s h t. (средняя пачка аракайской свиты и ее аналоги). Слои эти сложены темно-серыми кремнисто-глинистыми, хорошо отсортированными алевролитами, слегка светлеющими при выветривании, с редкими прослоями песчаных туффитов. Породы содержат значительное количество пирокластического материала. Слои с *Turricula sachalinensis* L. K r i s h t. характеризуются следующими видами: *Acila (Acila) kholmskensis* L. K r i s h t., *Nuculana (Sacella) sp.*, *Yoldia cerussata* S l o d., *Y. nitida* S l o d., *Malletia poronaiica* Y o k., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.), *Periploma kariboensis* L. K r i s h t., *Cardita nairoensis* L. K r i s h t.,

Thyasira smekhovi sachalinensis L. K r i s h t., *Phacoides* (*Lucinoma*) ex gr. *columbianus* C l. et A r n., *Lucina* sp., *Taras* sp., *Macoma simizuensis* L. K r i s h t., *Dentalium* sp., *Acmaea* sp., *Psephaea kriljonensis* L. K r i s h t., *Neptunea* ex gr. *onnaica* (Y o k.), *Turritella* sp., *Cherithidea sachalinensis* L. K r i s h t., *Turricula sachalinensis* L. K r i s t. Встречены клешни крабов.

В этом комплексе с наиболее примечательным видом *Turricula sachalinensis* L. K r i s h t. встречаются формы, известные также в слоях с *Malletia onorensis* L a u t. Основываясь на сходстве видового состава фауны и ее фациального облика можно предположить, что слои с *Turricula sachalinensis* L. K r i s h t. являются аналогом слоев с *Malletia onorensis* L a u t. и соответствуют фациям открытого моря.

Верхние горизонты мачигарского яруса

На западном побережье южной части острова разрез мачигарского яруса заканчивается верхней пачкой туффигов (верхняя пачка аракайской свиты) плохо отсортированных, песчаных, неравномернозернистых. В биостратиграфическом расчленении третичного разреза Южного Сахалина эта верхняя пачка аракайской свиты получила наименование слоев с *Laternula* ex gr. *besshoensis* Y o k. [Л. В. Криштофович, 1954]. В настоящей статье эти слои, названные слоями с *Laternula* (*Aelga*) *yokoyamai* *, прослеживаются по западному побережью острова от Невельского до Углегорского района и отличаются удивительным постоянством фаунистического комплекса. Однообразная фауна этих слоев состоит, главным образом, из гигантских и чрезвычайно изменчивых *Laternula* (*Aelga*) *yokoyamai* и многочисленных *Macoma*; все другие сопутствующие формы встречаются в единичных экземплярах. Эти слои характеризуются следующими видами: *Acila* (*Acila*) *kholmskensis* L. K r i s h t., *A. (Truncacila)* sp. N 1, *Nuculana* (*Sacella*) ex gr. *penderoides* K h o m., *N. (Sacella)* ex gr. *khandasensis* L. K r i s h t., *Yoldia* ex gr. *nitida* S l o d., *Y. ex gr. kovatschensis* S l o d., *Cardita* cf. *tokunagai* Y o k., *Laternula* (*Aelga*) *yokoyamai*, *Macoma osakaensis* L. K r i s h t., *M. simizuensis* L. K r i s h t., *M. toroensis* L. K r i s h t., *Polinices* (*Euspira*) sp., *Cerithidea sachalinensis* L. K r i s h t., *Turritella tokunagai* Y o k., *T. sinitzini* K h o m., *Searlesia* (?) sp.

По стратиграфическому положению слои с *Laternula yokoyamai*, приуроченные к верхней туффитовой пачке аракайской свиты на юго-западном Сахалине, по всей вероятности близки к нижней части тумской свиты п-ва Шмидта. Несмотря на различие в составе фауны и отсутствие общих руководящих видов, за исключением *Laternula* (*Aelga*) *yokoyamai* и *Macoma simizuensis* L. K r i s h t., такое сопоставление может быть обосновано общностью литологического и фациального характера отложений.

К кровле мачигарского яруса в юго-западной части острова отнесена нижняя пачка холмской свиты, заключающая фауну мачигарского облика. Здесь найдены следующие виды: *Acila* (*Acila*) *kholmskensis* L. K r i s h t., многочисленные экземпляры *Yoldia multidentata* K h o m., *Crenella* cf. *porterensis* W e a v e r, *Periploma* aff. *kariboensis* L. K r i s h t., *Lima* (*Limatula*) sp. n., *Malletia* ex gr. *poronaica* (Y o k.), *Macoma simizuensis* L. K r i s h t., *Dentalium* sp., *Turricula kriljonensis* L. K r i s h t.

* В соответствии с названием этого вида, введенным в литературу японскими палеонтологами.

sp. n. Виды, появившиеся впервые в верхней пачке холмской свиты и составляющие руководящий комплекс с *Nuculana (Sacella) crassatelloides* L a u t., и *N. (Borissia) alferovi* S l o d., характерный для сахалинского яруса, в нижней пачке холмской свиты не встречены. Кроме того, несмотря на присутствие на Сахалине в холмских слоях сахалинского яруса широко распространенного вида — *Lima (Limatula) pilvoensis* L a u t., в слоях с *Turricula kriljonensis* L. K r i s h t. представлен новый вид этого подрода. На Западном Сахалине род *Turricula* появляется в аракайской свите, в средних ее горизонтах. Поэтому присутствие *Turricula sachalinensis* L. K r i s h t. дает возможность говорить о наличии в пределах «холмской» свиты восточных районов Южного Сахалина аналогов аракайской свиты, распространенной в юго-западных районах острова. В нижней пачке песчаных туффитов холмской свиты на п-ве Криллон обнаружен другой вид *Turricula*, а именно: *Turricula kriljonensis* L. K r i s h t. Факту присутствия рода *Turricula* в сообществе с другими видами более древнего облика придается решающее значение при проведении верхней стратиграфической границы мацигарского яруса и определении возраста слоев с *Turricula kriljonensis* L. K r i s h t. Эти слои относятся к верхам мацигарского яруса и для них принимается нижнемиоценовый возраст, тогда как возраст слоев с *Nuculana (Sacella) crassatelloides* L a u t. и *(Borissia) alferovi* S l o d. определяется как среднемиоценовый.

В мацигарский ярус объединяются отложения, соответствующие морской трансгрессии нижнего миоцена, захватившей всю территорию современного Сахалина. По сравнению с отложениями мацигарского яруса осадки лесогорского яруса имеют более ограниченное распространение.

Палеонтологи И. П. Хоменко, В. С. Слюдкевич, Н. Я. Коган, изучавшие фауну мацигарской и тумской свит и их аналогов, по вопросу о возрасте этих свит придерживались одной точки зрения: первую относили к среднему миоцену, вторую к верхнему миоцену [1938].

В свое время Н. Н. Тихонович [1914] высказывал правильную мысль о нижнемиоценовом возрасте нижней части отложений, слагающих мацигарский разрез северного берега п-ва Шмидта. Макияма [1934] путем непосредственного сравнения фауны мацигарской свиты и свиты асагай Японии пришел к заключению об эквивалентности этих образований и склонен был относить их к верхнему олигоцену или к нижнему миоцену. К. Асано [1949] изучавший фауны фораминифер свиты асагай предполагал о нижнемиоценовом возрасте этой свиты. Асано установил, что фауна фораминифер свиты асагай состоит из видов, характерных для нижнемиоценовой свиты вакерос Калифорнии. В свое время И. П. Хоменко (1938) отметил, что в фауне нижних горизонтов мацигарской свиты встречены виды, известные в свите вакерос. Действительно, в слоях с *Taras aff. orbellus* G o u l d и в слоях *Papyridea matschigarica* K h o m. присутствуют виды, общие со свитой вакерос. Такими являются: *Taras aff. orbellus* G o u l d, *Saxidomus vaquerosensis* A r n., *Turritella cf. ocoyana* C o n r a d var. *bosei* H e r t. et J o r d., *Scaphander ex gr. jugularis* C o n r. В последние годы в Японии принято свиту асагай относить к верхнему олигоцену и считать ее синхроничной свите блеклей северо-западной Америки. Такому заключению о возрасте свиты асагай, а равно и мацигарской свиты, противоречат отсутствие руководящего верхнеолигоценного комплекса видов, распространенного в Америке и на Кам-

чатке, и существование тесных филогенетических связей с фауной миоцена. Так, один из руководящих видов мачигарского яруса — *Modiolus matchigarensis* M a k. является прямым предшественником верхнемиоценового вида *Modiolus wajampolkensis* S l o d. Оба вида составляют группу типичных для миоцена крупных модиол с тонкой подэпидермической ребристостью. Здесь впервые появляются представители неогенового рода *Liocyma*, дожившего до наших дней. Наибольшее значение для решения вопроса о возрасте и стратиграфическом положении мачигарского яруса имеет сходство в стратиграфической последовательности, фаунистической и литологической характеристике подразделений третичных отложений п-ва Шмидта и каменноугольного месторождения Джобан Японии. К мачигарскому ярусу относится серия пирамидзу и две нижние свиты серии юнагайя-гоясу и мидзуноя. В основании разреза Джобан выделяется угленосная свита пирамидзу. Выше следует свита иваки с *Molopophorus watanabei* O t u k a и затем свиты асагай и ширасаки. Свита асагай, как доказано еще Макиямой, включает фауну, типичную для мачигарской свиты Сахалина с *Papyridea harrimani* D a l l, *Liocyma furtiva* (Y o k.), *Laternula besshoensis* (Y o k.). Подстилающая свиту асагай свита иваки довольно уверенно сопоставляется с крильонскими слоями Сахалина. В свите иваки встречаются характерные крильонские виды: *Molopophorus watanabei* O t u k a, *Modiolus* ex gr. *solea* S l o d., *Clinocardium asagaiense* M a k., *Mactra (Spisula) nagakoensis* N i s i y a m a. Из них первый и третий вид встречаются и в свите асагай. Покрывающие свиты асагай и ширасаки слои гоясу и мицуноя характеризуются присутствием крупных *Laternula (Aelga) yokoynamai* и *Solemya tokunagai* Y o k. и соответствуют верхним горизонтам мачигарского яруса, для которых в такой же мере типичны эти виды. И, наконец, вышележащие свиты камено-о и нон-иа являются несомненным аналогом холмской, невелинской и пильской свит. В свитах камено-о и нон-иа наблюдается резкое изменение состава фауны. Здесь представлен в полном составе руководящий фаунистический комплекс сахалинского яруса с *Nuculana pennula* Y o k., *Yoldia tokunagai* Y o k., *Malletia inermis* (Y o k.) и другими видами.

Из приведенного обзора явствует, что отложения мачигарского яруса имеют одни и те же границы на Сахалине и в Японии. Они залегают на отложениях лесогорского яруса и покрываются отложениями сахалинского яруса. В вопросе о возрасте мачигарского яруса принимается точка зрения Н. Н. Тихоновича. Исходя из палеонтологических данных возраст мачигарского яруса следует считать нижнемиоценовым, а не верхнеолигоценовым.

Состав йольдид мачигарского яруса позволяет довольно уверенно судить о нижнемиоценовом возрасте вмещающих осадков. Распространенные в отложениях мачигарского яруса виды — *Yoldia nitida* S l o d., *Y. longissima* S l o d., *Y. cerussata* S l o d., *Y. caudata* K h o m. в таком сочетании ограничены на Камчатке и Сахалине отложениями нижнемиоценового возраста. В Тигильском районе на западном побережье Камчатки к мачигарскому ярусу принадлежит амининская свита или йольдиевая зона и нижняя подсвита гакхинской свиты (нижние свиты ваямпольской серии). В Паланском районе в низах ваямпольской серии обнаружен типичный мачигарский комплекс моллюсков с *Papyridea matschigarica* K h o m.

САХАЛИНСКИЙ ЯРУС

В сахалинский ярус выделяются отложения большой мощности, разнохарактерные по условиям образования, от континентальных угленосных до относительно глубоководных морских. Морские относительно глубоководные отложения яруса характеризуются обновленным комплексом моллюсков, постоянный состав которого выдерживается в пределах границ яруса. Сахалинский ярус расчленяется на подъярусы: холмский, чеховский, верхнедуйский. В северной и северо-восточной части острова такое расчленение не представляется возможным. На п-ве Шмидта сахалинский ярус представлен только морскими отложениями (пильская и каскадная свиты); на северо-западе острова и в Поронайской депрессии — только континентальными.

Стратотип сахалинского яруса составляют пильская и покрывающая ее каскадная свиты п-ва Шмидта. Основанием для такого выбора послужило то обстоятельство, что на крайнем севере на протяжении всего сахалинского века существовали морские условия. Отложения этого времени характеризуются морской фауной, типичной для яруса. По появлению и исчезновению данного фаунистического комплекса проводятся верхняя и нижняя границы яруса, совпадающие с подошвой пильской свиты и кровлей каскадной свиты. В северо-западных и центральных районах острова в это время существовали континентальные условия осадконакопления. Здесь накапливалась толща косослоистых песчаников с растительными остатками, конгломератов, углистых сланцев, угля (верхнелангерийская — до 1400 м, верхнеэнгизпальская и вагисская свиты — 2000 м, верхнедуйская свита Поронайской депрессии до 1700 м мощности). Континентальные, грубокластические и угленосные отложения сахалинского яруса с видимым согласием налегают на морские относительно глубоководные отложения мачигарского яруса — слои с *Malletia onorensis* L a u t. (хандасинская свита), прорванные изверженными породами (нижнелангерийская, нижнеэнгизпальская, хандасинская свиты). Наблюдаемое резкое фацимальное различие приведенных в соприкосновение отложений, наличие приуроченных к их контакту изверженных пород, излившихся на поверхность морских отложений, седиментация которых была закончена еще до начала излияния магмы, указывают на наличие перерыва между отложениями мачигарского и сахалинского ярусов. Можно предполагать, что с момента окончания седиментации слоев с *Malletia onorensis* L a u t. и до начала накопления континентальных отложений сахалинского яруса протекло достаточно продолжительное время, отмеченное проявлениями интенсивного вулканизма.

Следы перерыва между отложениями сахалинского и мачигарского ярусов замечены и в восточных районах острова: галька слоев с *Malletia onorensis* L a u t. даехуриенской свиты обнаружена в уйинской свите. В свою очередь уйинская свита (холмское время) без углового и стратиграфического несогласия постепенно переходит в песчаники свиты атоа. В фацимальном отношении уйинская свита представлена отложениями морского залива. Последующее поднятие, имевшее место в чеховское время, повлекло за собой смену темноокрашенных глинистых сланцев уйинской свиты (холмское время) песчаниками подугленосного горизонта дагинской свиты или свиты атоа (чеховское время).

Таким образом, анализ геологических данных приводит к мысли о том, что в северо-западных и западном районах, в Джимдан-Дагинском районе на востоке и в Тымь-Поронайской депрессии Северного Саха-

лина отложения сахалинского яруса залегают с перерывом на отложениях мачигарского яруса.

Верхняя граница яруса определяется по появлению морской фауны, характерной для выпележащего сертунайского яруса. Фауна моллюсков сертунайского яруса связана с трансгрессией моря, завоевавшей всю территорию Сахалина.

Холмский подъярус

Холмский подъярус — нижний в сахалинском ярусе — следует непосредственно выше мачигарского яруса. Светлоокрашенные алевролиты и опоковидные сланцы холмского горизонта распространены по сравнению с отложениями мачигарского яруса менее широко. Они развиты, главным образом, по периферии острова; в центральных и северо-западных его районах, по-видимому, отсутствуют благодаря поднятию, предшествовавшему холмскому времени, которое привело к осушению огромных пространств западного и центрального Сахалина. Нижняя литологическая граница подъяруса выражена резко.

К холмскому подъярусу относятся: низы пильской свиты п-ва Шмидта, холмская свита без нижней пачки и невельская свита юго-западного Сахалина, часть дагинской свиты Охинского района, уйнинская свита центральной части восточного побережья.

Стратотипом является холмская свита Невельского района без нижней пачки песчанистых туффитов. (Последняя по палеонтологическому признаку отнесена к мачигарскому ярусу; она согласно залегает на верхней туффитовой пачке аракайской свиты и связана с нею постепенным переходом пород). Холмская свита сложена однообразными опоковидными голубоватыми туффитовыми и туфогенными аргиллитами и алевролитами с редкими маломощными прослоями плохо отсортированных туффитовых песчаников. Холмский подъярус на юге острова характеризуется следующими видами: *Acila (Acila) kholmskensis* L. K r i s h t., *Nuculana crassaellodes* L a u t., *N. pennula* Y o k., *N. (Borissia) alferovi* S l o d., *Malletia inermis* (Y o k.) et var., *M. kitaensis* L. K r i s h t., *M. longa* L. K r i s h t., *Yoldia* ex gr. *caudata* K h o m., *Y. multidentata* K h o m., *Y. tokunagai* Y o k., *Lima (Acesta) sakhalinensis* S l o d., *Mytilus* ex gr. *edulis* L., *Cardita tokunagai* Y o k., *Thyasira* ex gr. *tumiensis* L. K r i s h t. sp. n., *Phacoides (Lucinoma)* ex gr. *acutilineatus* (C o n r a d), *Macoma simizuensis* L. K r i s h t., *Laternula altirata* L. K r i s h t., *L. tschechovi* L. K r i s h t., *Periploma macra* L. K r i s h t., *P. kriljonensis* L. K r i s h t., *Cuspidaria (Cardiomya)* sp., *Dentalium* sp., *Polinices* sp. Здесь фауна холмского подъяруса состоит почти исключительно из видов, распространенных в пильской свите, но в ином количественном соотношении.

На п-ве Шмидта — северной окраине Сахалина — фаунистический комплекс холмского подъяруса связан с пильской свитой. Пильская свита сложена алевролитами, включающими караваеобразные стяжения и прослой сланцеватых песчаников и глин. К кремнисто-глинистым сланцам пильской свиты приурочен комплекс моллюсков, в котором видную роль играют скопления маленького тонкостенного гребешка *Palliolium (Delectopecten) pedroanus* (T r a s k) совместно с единичными экземплярами крупных тонкостенных и гладких *Lima (Acesta) sakhalinensis* S l o d. Характерный пильский комплекс моллюсков, появившийся в основании свиты, представлен следующими видами: *Solemya tokunagai*

Y o k., *Acila (Truncacila) eximia* Y o k., *Nuculana schmidt* L. K r i s h t., *Nuculana (Sacella) crassatelloides* L a u t., *N. (Sacella) pennula* Y o k., *N. (Sacella) penderoides* K n o m., *N. (Borissia) pilvoenica* L a u t., *Malletia schongiensis* L a u t., *Yoldia multidentata* K h o m., *Y. tokunagai* Y o k., *Palliolium (Delectopecten) pedroanus* (T r a s k), *Lima (Acesta) sakhalinensis* S l o d., *Cardita pilvoensis* K h o m., *Phacoides (Lucinoma) ex gr. acutilineatus* C o n r a d, *Lima (Limatula) pilvoensis* L a u t., *Later-nula (Aelga) pilensis* S l o d., *Macoma ex gr. simizuensis* L. K r i s h t., *Cuspidaria (Cardiomya) sp.*, *Scaphandes aff. alaskensis* C l a r k.

Пильский комплекс фауны почти не связан общими видами с фауной нижележащих слоев с *Nuculana (Nuculana) tumiensis* L a u t. и *Palliolium (Delectopecten) watanabei* (Y o k.) тумской свиты, принадлежащих к мацигарскому ярусу.

Вместе с тем наблюдается заметное литологическое сходство опок-видных разностей пород пильской и тумской свит, которое и послужило объединению их в одной свите опок-видных сланцев тапак-лонги, распространенной в центральной части п-ва Шмидта. В нижних горизонтах свиты тапак-лонги найдены: *Palliolium (Delectopecten) watanabei* (Y o k.) и *Nucula schmidt* L. K r i s h t., характерные для слоев *Nuculana (Nuculana) tumiensis* L a u t. мацигарского яруса.

Обновление состава фауны Холмского бассейна, широкое вертикальное и горизонтальное распространение впервые появившихся видов, многие из которых поднимаются вплоть до верхнего миоцена, заставляет пренебречь сходством литологического состава смежных слоев пильской и тумской свит и проводить между ними стратиграфическую границу, соответствующую границе между ярусами.

Дагинская свита Охинского района на северо-восточном Сахалине характеризуется типичными видами сахалинского яруса: *Nuculana schmidt* L. K r i s h t., *N. (Borissia) alferovi* S l o d., *Yoldia tokunagai* Y o k. и на этом основании рассматривается в качестве аналога пильской и каскадной свит п-ва Шмидта.

В центральных районах восточного побережья холмскому подъярусу соответствует уйнинская свита, залегающая, как теперь предполагают, с размывом на даехуриенской свите. Уйнинская свита представлена темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов, заключающих гальки даехуриенских пород и большое количество обуглившегося растительного детритуса. Вверх по разрезу наблюдается частое чередование алевролитов и глинистых сланцев, постоянное увеличение количества и мощности пластов алевролитов и песчаников. Уйнинская свита без углового несогласия переходит в дагинскую свиту. Мощность свиты изменяется от 600 до 1000 м. В нижних слоях уйнинской свиты найдено небольшое количество фораминифер.

Достаточно резкое изменение, происшедшее в составе моллюсков холмского подъяруса, дает основание говорить о его более молодом миоценовом возрасте по сравнению с возрастом фауны мацигарского яруса.

В холмское время впервые появляются и достигают расцвета типичные для сахалинского яруса виды: *Nuculana schmidt* L. K r i s h t., *N. pennula* Y o k., *N. crassatelloides* L a u t., *N. (Borissia) alferovi* S l o d., *Yoldia tokunagai* Y o k., *Malletia inermis* Y o k., *Palliolium (Delectopecten) pedroanus* (T r a s k) и другие моллюски, не известные в отложениях мацигарского яруса.

Виды, впервые появившиеся в холмское время, встречаются в выше-лежащих горизонтах среднемиоценовых отложений Сахалина, объеди-

ненных в сахалинский ярус. За пределами острова типичный фаунистический комплекс холмского подъяруса характеризует свиты камено-о и нон-на Японии и тышевскую свиту Восточной Камчатки, которые имеют почти тождественную литологическую и фаунистическую характеристику. Таким образом, появление в холмском горизонте новых видов, их широкое распространение в синхронных отложениях, а также в отложениях вышележащих горизонтов сахалинского яруса, дает основание говорить о более молодом миоценовом возрасте фауны этих отложений и ее более тесной связи с фауной вышележащих образований, нежели с фауной подстилающих отложений мацигарского яруса. Исходя из приведенных соображений, мы приходим к заключению о среднемiocеновом возрасте холмского горизонта и рассматриваем последний в качестве нижнего в сахалинском ярусе.

Чеховский подъярус

В чеховское время почти повсюду море регрессирует. Для этого периода характерно развитие грубообломочных отложений. Характерная для подъяруса фауна с *Mytilus (Mytiloconcha) expansus* Arn. и *Mytilus ochotensis* S l o d. представлена комплексом моллюсков литорали скалистого побережья. На северо-западе интенсивная эрозия привела к образованию мощной толщи песчаников верхнеэнгизальской свиты; на северо-востоке мелководный уйнинский бассейн, существовавший в холмское время, постепенно отмирает, уступая место для седиментации прибрежной песчаной толщи атоа. На п-ве Шмидта и северо-востоке в чеховское время море продолжало оставаться на прежней территории.

Стратотип чеховского подъяруса представлен чеховской свитой южной части острова. В типичных разрезах развиты туфо-конгломераты, включающие вулканические бомбы и глыбы изверженных пород. В основании свиты залегают чередующиеся туфогенные аргиллиты, грубозернистые туфогенные песчаники, гравийные туфо-конгломераты. В подошве породы имеют слабо выраженный туфогенный характер и содержат тонкие прослои каменного угля. Мощность 450 м.

Гравийные конгломераты характеризуются скоплением горбатых и крылатых *Mytilus ochotensis* S l o d., *Pecten (Chlamys) cf. branneri* Arn., *Thyasira ex gr. bisecta* (C o n r a d), *Acmaea markevitschi* L a u t. Местами псефитовые и псаммитовые туфы, туффиты, туфо-конгломераты немые. Среди туфов и туффитов встречаются прослои углистого сланца, линзы каменного угля; в конгломератах заключены стволы окаменелых деревьев. Фауна не найдена. В Прибрежном районе Северного Сахалина к чеховскому ярусу принадлежат слои мыса Маркевича (агневская свита). Литологический характер отложений типичен для переходных морских мелководных отложений к континентальным фациям. Здесь представлены туффиты, песчаники, углистые сланцы, алевролиты с остатками листьев и прослои бурых углей; туфобрекчии и покровы андезитов и базальтов слагают верхнюю часть разреза. В основании выделяются слои с *Mytilus (Mytiloconcha) expansus* Arn.

Данные слои характеризуются следующими видами пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков: *Pododesmus* sp. n., *Pecten (Chlamys) cf. branneri* Arn., *Mytilus (Mytiloconcha) expansus* Arn., *Modiolus tetragonaliformis* L a u t., *Modiolaria kryshstofovich* S i m., *Thracia* sp. n. N 1, *Phacoides (Lucinoma) ex gr. acutilinaeatus* (C o n r a d), *Cardita* sp., *Clinocardium* sp. sp., *Saxidomus sachalinensis* (S i m.), *S. arniensis* (S i m.),

Tellina chibana Y o k., *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. K r i s h t., *Sanguinolaria sakhalinensis* L a u t., *Mya markevitschi* L a u t. et var., *Saxicava* sp., *Acmaea markevitschi* L a u t., *Crepidula markevitschi* L. K r i s h t., *Priscofusus* sp., *Turritella* cf. *tokunagai* Y o k., *Trochus* sp. n., *Polinices* sp.

Встречены многочисленные маленьких размеров *Balenus* sp. и червиструбкожилы. В других разрезах агневская свита характеризуется скоплением *Mytilus ochotensis* S l o d.

В юго-восточной части Сахалина (Макаровский район) в туфо-конгломератах чеховского подъяруса встречаются стволы окаменелых деревьев. К средней части разреза приурочено скопление пресноводных гастропод *Viviparus makarovi* L. K r i s h t. (MS) и *Melanella* sp. Вверху, в песчаниках, обнаружен *Mytilus ochotensis* S l o d.

В Поронайской депрессии к чеховскому подъярусу принадлежат нижние слои верхнедуйской свиты, представленные темно-серыми глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, с отпечатками растений, песчаниками, конгломератами, углистыми сланцами и углями. Галька конгломератов состоит из кремнистых сланцев и кристаллических пород. Конгломераты верхнедуйской свиты с видимым согласием залегают на слоях с *Malletia onorensis* L a u t. мачигарского яруса.

На п-ве Шмидта в чеховское время накапливались отложения верхней части пильской свиты, фаунистическая характеристика которой в отношении моллюсков не отличается от характеристики холмского горизонта.

В северо-западной части Сахалина (Энгизпальский район) к чеховскому подъярусу относится верхнеэнгизпальская свита, залегающая на покровах андезито-базальтов, прорывающих породы мачигарского яруса. Верхнеэнгизпальская свита сложена мощной толщей светло-серых, плохо отсортированных туфогенных косослоистых песчаников, с рассеянной галькой, линзами, прослоями и мощными пластами конгломерата. В песчаниках встречаются многочисленные обуглившиеся растительные остатки. Мощность верхнеэнгизпальской свиты исчисляется в 1000 м.

Песчаники и конгломераты верхнеэнгизпальской свиты прибрежно-континентального происхождения. Их образование произошло в эпоху положительного движения земной коры, предшествовавшего среднемиоценовому угленаконлению.

Для отложений чеховского подъяруса характерно наличие большого количества растительного детритуса, углистых сланцев, линз каменного угля, стволов деревьев и местами пресноводных моллюсков и рыб. В этот период формируется верхнедуйская суша, которая распространилась на весь Сахалин за исключением его крайнего севера и северо-востока.

Моллюски, характеризующие мелководные прибрежные фации чеховского горизонта, нуждаются в специальных исследованиях и в настоящее время очень слабо изучены. Для решения вопроса о возрасте могут быть использованы всего лишь два вида, ранее известные в отложениях северо-западной Америки. Такими видами являются *Pecten (Chlamys) branneri* A r n o l d и *Mytilus (Mytiloconcha) expansus* A r n o l d. Первый вид описан из туфогенных отложений Калифорнии, которым условно приписывается нижнемиоценовый возраст; второй вид в большом количестве экземпляров представлен в свите вакерос (нижний миоцен) и в низах свиты темблор (средний миоцен) Калифорнии. Таким образом, *Pecten (Chlamys) branneri* A r n o l d и *Mytilus (Mytiloconcha) expansus* A r n o l d, характеризующие слои мыса Маркевича, дают некоторое основа-

ние предполагать о позднем нижнемиоценовом или раннем среднемиоценовом возрасте агневской свиты. Казалось бы, о нижнемиоценовом возрасте, в свою очередь, свидетельствует и другая группа видов, состоящая из форм, распространенных и отложениях макигарского яруса: *Mytilus ochotensis* S l o d. известен в дахуриенской свите; *Macoma* ex gr. *simizuensis* L. K r i s h t. и *Tellina chibana* Y o k. — в аракайской свите Сахалина. Однако первый из них встречается также и в верхнемиоценовых отложениях Сахалина и Камчатки.

Третья группа представлена эндемичными видами, бесполезными для непосредственного выяснения вопроса о возрасте.

Остатки флоры, собранной в тех же отложениях мыса Маркевича, изучались М. О. Борсук. По мнению М. О. Борсук, комплекс флоры агневской свиты заметно обеднен по сравнению с флорой верхнедуйской свиты и содержит виды, близкие к современным; это обстоятельство казалось бы, свидетельствует о длительности периода времени, истекшего между отложениями агневской и верхнедуйской свит. Подмеченное М. И. Борсук различие в составе флор агневской и верхнедуйской свит все же не дает оснований делать вывод о верхнемиоценовом возрасте агневской свиты.

В выводах о возрасте слоев мыса Маркевича и чеховской свиты необходимо основываться на трех особенностях фауны слоев с *Mytiloconcha expansus* A g n o l d и *Mytilus ochotensis* S l o d.: 1) наличие древних миоценовых видов; 2) высокое процентное содержание эндемичных форм; 3) несмотря на сходство фаций, отсутствуют характерные верхнемиоценовые виды, столь распространенные в отложениях верхнего миоцена Сахалина и Камчатки. Не меньшее значение имеет и определение среднемиоценового возраста подстилающих отложений холмского горизонта. Таким образом, приведенные соображения дают достаточное основание относить чеховский подъярус к раннему периоду среднего миоцена.

Верхнедуйский подъярус

В верхнедуйский подъярус выделяются угленосные отложения среднего миоцена. Угленосные отложения верхнедуйского горизонта протягиваются полосой вдоль западного и восточного склонов западного антиклинория, развиты в северо-западных районах острова и на восточном побережье к северу от палеозойского массива.

В верхнедуйское время на п-ве Шмидта и крайней северо-восточной части острова господствовали морские условия осадкообразования. В типичной для подъяруса континентальной толще, среди угленосных слоев встречаются незначительные прослойки морского происхождения, заключающие остатки морских моллюсков. К верхнедуйскому подъярусу относятся в северо-западных Лангерийском и Энгизпальском районах угленосные верхнелангерийская свита и свита вагис; в Прибрежном районе — верхнедуйская свита; в Тымь-Поронайской депрессии — верхнедуйская свита без ее нижних горизонтов; в южной части острова — углегорская свита; в центральной части северо-восточного Сахалина — угленосный горизонт дагинской свиты. Верхнедуйская свита Прибрежного района Северного Сахалина является стратотипом верхнедуйского подъяруса.

Угленосные отложения верхнедуйского подъяруса в районах типичного развития представлены глинистыми и песчано-глинистыми сланцами,

глинами темно-серыми, песчанистыми, подчиненными прослоями плитчатых песчаников с обильным растительным детритусом, углистыми сланцами и пластами каменного угля.

Многочисленные остатки растений, собранные в верхнедуйской свите по определениям А. Н. Криштофовича, М. О. Борсук и др., представлены многими видами, до настоящего времени монографически не изученными.

В северных районах южной части острова на площадях, которые являются естественным продолжением районов развития типичной верхнедуйской свиты, развиты угленосные отложения синхронной углеродской свиты. Собственно угленосная толща углеродской свиты сложена серыми аргиллитоподобными глинами, глинистыми алевролитами, прослоями песчаников, углистых сланцев и пластами каменного угля. Подчиненное развитие имеют конгломераты.

Флора углеродской свиты подобно верхнедуйской флоре разнообразна и характеризуется наличием ряда теплолюбивых растений. По определениям Т. Н. Байковской в углеродской свите найдены следующие формы растений: *Sequoia langsdorfii* (Brong.), *Taxodium tinajorum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brong.) Heer, *Phragmites alaskana* Berry, *Populus balsamoides* Goerpp., *Salix, denticulata* Heer, *Hicoria sachalinensis* Baik., *Betula brongniartii* Ett., *B. elliptica* Sap., *B. largei* Knowlt, *B. macrophylla* Heer, *B. prisca* Ett., *B. sachalinensis* Heer, *B. stevensonii* Lesg., *Alnus carpinoides* Lesg., *A. corylina* Knowlt et Cock., *A. Heeri* Baik., *A. kefersteinii* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus kenaiana* Hollick., *C. Mac'Quarrii* (Forb.) Heer, *Fagus Antipovii* Heer, *Castanea atavia* Ung., *Quercus artocarpites* Eft., *Q. castaneopsis* Lesg., *Q. groenlandica* Heer, *Q. olafsenii* Heer, *Q. rubrifformis* Baik., *Ulmus asymetrica* Baik., *U. Brownellii* Lesg., *Trapa borealis* Heer и многие другие.

В самом верху верхнедуйской свиты, в Мгачинском районе, во Владимирско-Александровском грабене и в Корчевском районе выделяются слои с *Corbicula mgatschensis* Sim., соответствующие корбикуловой зоне В. М. Штемпеля. В этих же слоях собраны преобладающие здесь сережкоцветные *Betula sachalinensis* Heer, *Ulmus gigantea* Baik., *Corylus Mac'Quarrii* (Forb.) Heer. В отдельных прослоях угленосной пачки углеродской и верхнедуйской свит встречаются пресноводные моллюски *Viviparus* sp., *Unio* sp., *Anadonta* sp. В редких случаях в корбикуловой зоне слои со скоплением *Corbicula mgatschensis* Sim. чередуются с прослоями, заключающими морские моллюски.

Вопрос о геологическом возрасте верхнедуйского подъяруса остается по данным флоры до известной степени неразрешенным. Синхронные морские отложения каскадной и дагинской свит, непосредственно покрывающие отложения чеховского подъяруса, по присутствию морских моллюсков относятся к среднему миоцену.

В свете новейших данных, полученных Н. А. Волошиновой и Ф. Г. Лаутеншлегером, в результате изучения фораминифер и моллюсков дагинской свиты, вскрытой бурением в Охинском районе, каскадная свита п-ова Шмидта сопоставляется с верхней частью дагинской свиты, характеризующейся морской фауной аналогичного состава, а низы венгерийской — с низами окобыкайской свиты Охинского района.

Каскадная свита характеризуется фауной морских моллюсков и покрывает пильскую свиту, верхние песчаные горизонты которой в фациальном отношении соответствуют времени регрессии моря (чеховское время).

По неполным данным фауна каскадной свиты представлена видами: *Acila* (*Acila*) *ex gr. divaricata* H i n d s, *Nuculana crassatelloides* L a u t., *N. (Borissia) pilvoenica* L a u t., *Yoldia scapha* Y o k., *Y. tokunagai* Y o k., *Y. multidentata* K h o m., *Malletia inermis* Y o k., *Palliolum (Delectopecten) pedroanus* (T r a s k), *Lima sakhalinensis* S l o d., *Lima (Limatula) pilvoensis* L a u t., *Cardita pilvoensis* K h o m., *Laternula besshoensis* Y o k. var. *piltunensis* S l o d., *Dentalium magnificum* K h o m., *Scaphander cf. alaskensis* C l a r k, *Olivella cf. pedroanus* C o n r., *Neptunea* sp.

Почти все виды в этом списке известны в нижележащей пильской свите, и нет сомнения в самой тесной преемственной связи фауны обеих свит.

В каскадное время еще не появились виды, типичные для более позднего миоцена, и нет никаких оснований говорить о начале трансгрессии и проводить между каскадной и пильской свитами стратиграфическую границу, которая отвечала бы границе между ярусами. Верхняя граница верхнедуйского подъяруса определяется верхнемиоценовым возрастом морских слоев вышележащего сертунайского яруса.

СЕРТУНАЙСКИЙ ЯРУС

Сертунайский ярус включает отложения, относящиеся к верхнему миоцену, к периоду проникновения моря на территорию Сахалина, прежде занятую угленосными отложениями сахалинского яруса.

Для сертунайского яруса характерно развитие мелководных песчаных фаций с биоценозами морских моллюсков сертунайского типа, получивших дальнейшее развитие в окобыкайское время. Осадки сертунайского яруса прослеживаются участками вдоль западного и восточного склонов Западно-Сахалинского хребта, на п-ове Крильон. Наиболее глубокоководные отложения этого времени известны на п-ове Шмидта. К сертунайскому ярусу относятся: верхняя часть углегорской свиты Невельского района; так называемая «углегорская свита» или аусинские слои Чеховского района; в Прибрежном районе — сертунайская свита, за исключением ее верхних горизонтов, и «морской горизонт верхнедуйской свиты», дважды наблюдаемый в береговом обрыве между мысами Жонкиер и Хойнджо.

На восточном склоне Западно-Сахалинского хребта к сертунайскому ярусу относятся: песчаники с *Dosinia ausiensis* I l y i n a, обнаженные вблизи р. Дорокава на восточном берегу п-ова Крильон; надугленосная пачка углегорской свиты в Макаровском и Поронайском районах; сертунайская свита Тымь-Поронайской депрессии. На северо-восточном Сахалине к сертунайскому ярусу относится надугленосная пачка дагинской свиты района Катангли.

Относительно глубокоководные фации сертунайского века представлены на п-ове Шмидта нижними горизонтами венгерийской свиты.

Для определения верхней границы яруса используется период расцвета гигантских раковин из группы *Thyasira disjuncta* G a b b и других сопутствующих характерных видов окобыкайского яруса. Нижняя граница определяется по появлению группы морских гребешков *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* Y o k., *P. (Patinopecten) matschiense* L a u t., *Mastra evalensis* I l y i n a, *Corbicula adamensis* L a u t.

Слои с *Mastra evalensis* I l y i n a или синхронные слои с *Corbicula ex gr. adamensis* L a u t. и слои с *Pecten (Patinopecten) matschiense* L a u t. почти повсеместно покрывают угленосные отложения верхнедуйского

подъяруса. Они знаменуют начало сертунайского века — века проникновения моря в Тымь-Поронайскую депрессию и проявления отрицательного движения земной коры, максимум которого приходится на ранний период окобыкайского века.

В типичном районе развития отложения сертунайского яруса в разрезах по берегу моря между рр. Широкой и Мачи и на участке между рр. Мгачи и Ноями, сложены толщей светлоокрашенных серых и сизоватых песчаников, включающих конкреции известковистого песчаника. Песчаники толстоплитчатые, с подчиненными прослоями серых песчано-глинистых сланцев с растительным мусором.

В основании разреза у р. Мгачи выделяются слои с крупными гребешками *Pecten (Patinopecten) matschiense* L a u t., *Pecten* sp. n. (с 12 крупными ребрами, покрытыми тонкорребристой скульптурой), *Mactra (Spisula)* ex gr. *polynyma* S t i m p s., *Mya sertunayensis* L a u t., крупными *Balanus* sp.

К нижним горизонтам сертунайского яруса относятся слои, характеризующиеся своеобразной фауной мактрид, в составе которой видная роль принадлежит *Mactra evalensis* I l y i n a.

Слои с *Mactra evalensis* I l y i n a прослеживаются участками по западному и восточному склонам Западно-Сахалинского хребта. В Прибрежном районе песчаники с мактридами наблюдаются дважды: у р. Кирпичной и к северу от р. Воеводской. Слои эти находятся в тектоническом контакте с верхнедуйской свитой и известны у геологов под названием «морского горизонта верхнедуйской свиты». Собранные отсюда обильные остатки фауны представлены видами: *Acila (Truncacila) conradi* D a l l, *Anadara (Anadara) devinc'a* var. *sakhaliensis* K o g a n, *Cardita tatarica* L a u t., *Pecten (Patinopecten) matschiense* L a u t., *P. (Patinopecten)* sp. N 2, *Phacoides (Lucinoma) duensis* L. K r i s h t., *Dosinia* sp. N 1 (тонкорребристая), *Tellina clivosa* B ö h m, *T. ex gr. lutea* G r a y, *Macoma echabiensis* S l o d., *Mactra tengiensis* L. K r i s h t., *M. (Spisula) rathnovskiy* L. K r i s h t., *M. sertunayensis* L. K r i s h t., *M. (Pseudocardium)* ex gr. *densata* C o n r a d, *M. oitensis* I l y i n a, *Thracia kavranensis* I l y i n a, *Mya sertunayensis* L a u t., *Corbicula* sp.; из гастропод найдена *Crepidula ungana* D a l l.

В южной части острова, в нижнем течении р. Новоселки Чеховского района, эти слои входят в состав «углегорской свиты» и залегают непосредственно выше маломощной угленосной пачки; представлены песчано-глинистыми породами небольшой мощности, характеризующимися видами: *Mactra evalensis* I l y i n a, *M. oitensis* I l y i n a, *M. sertunayensis* L. K r i s h t., *Solen* sp., *Terebra* sp., *Acteon* sp.

В Макаровском районе в надугленосной пачке углегорской свиты представлены солоноватоводные *Corbicula* сертунайского состава: *Corbicula matschiensis* L a u t., *C. ex gr. adamensis* L a u t., распространенные в нижних горизонтах сертунайской свиты Прибрежного района. Подобные же *Corbicula* встречены в надугленосной пачке дагинской свиты в районе нижнего течения р. Ныш.

«Верхний морской горизонт верхнедуйской свиты» Армуданского района Ф. Г. Лаутеншлегер сопоставляет с аналогичным горизонтом Прибрежного района. В «морском горизонте верхнедуйской свиты» присутствуют *Pecten (Patinopecten) matschiense* L a u t., *Nuculana smekhovii* L a u t., *Macoma armudanensis* L a u t., виды, характерные для сертунайского яруса. Стратиграфически выше «морского горизонта верхнедуйской свиты» следуют слои с *Dosinia*, *Glycymeris chitanii* Y o k. и другими

видами, характерными для сертунайской свиты Прибрежного и Онорского районов.

В южных районах Поронайской депрессии эквивалентом нижних горизонтов сертунайского яруса является надугленосная пачка углегорской свиты, сложенная песчаниками и подчиненными прослоями песчано-глинистых пород.

Мощность надугленосной пачки достигает 365 м.

В разрезах по р. Южной Хандасе и по р. Черной в песчаных прослоях надугленосной пачки, сложенной чередованием алевролитов и мелкозернистых песчаников с карбонатными конкрециями, растительным детритусом, единичными зернами глауконита, найдены скудные остатки морских моллюсков: *Acila* (*Truncacila*) sp., *Pecten* (*Fortipecten*?) sp. N 1, *Tellina lutea* Gray, *Macoma* sp., *Mastra* (*Pseudocardium*) ex gr. *slodkewitschi* Kogan, *Mya crassa* Grew., *Mya* ex gr. *sertunayensis* Laut., *Mya* sp. n. N 1.

К верхним горизонтам сертунайского яруса приурочены дозиниевые слои и слои с группой *Nuculana tatarica* Kogan. Фауна этих слоев отличается разнообразием родового и видового состава, присутствием стеногалинных и теплолюбивых групп: *Dosinia*, *Glycymeris*, *Cultellus*. Широкое распространение приобретает *Pecten* (*Petinopecten*) *matschiense* Laut. и его заместитель — *Pecten* (*Petinopecten*) *subyessoensis* Yok. Очень крупные баланусы и состав моллюсков свидетельствуют о непосредственной близости береговой линии.

Слои с *Dosinia* и *Glycymeris chitanii* Yok. соответствуют максимуму сертунайской трансгрессии. В восточных разрезах Тымь-Поронайской депрессии они трансгрессивно залегают, с конгломератом в основании, на отложениях палеозойского возраста. Слои с *Dosinia ausiensis* Ilyina и слои с *Nuculana* ex gr. *tatarica* Kogan прослеживаются участками в южной и северной частях острова на западном и восточном склонах Западно-Сахалинского хребта.

Стратиграфическое взаимоотношение слоев с *Dosinia ausiensis* Ilyina и слоев с группой *Nuculana tatarica* Kogan в разрезах не наблюдалось. Судя по наличию значительного количества общих видов, можно предполагать синхронность этих слоев. Самое южное местонахождение слоев с *Dosinia ausiensis* Ilyina отмечено на восточном побережье п-ова Крильон вблизи р. Дорокава. Здесь в серых мелкозернистых песчаниках с обрывками растений найдена обильная фауна, типичная для слоев с *Dosinia ausiensis* Ilyina, представленная видами: *Anadara* (*Anadara*) *devincta* Conrad, *Cardita* cf. *kevetscheemensis* Słod., *Serripes* sp., *Chione* (*Securella*) *securis* Shum., *Dosinia ausiensis* Ilyina, *Solen* ex gr. *sicarius* Could, *Tellina lutea* Gray, *T. pulchra* Słod., *Macoma truncatoides* Słod., *Sanguinolaria* sp., *Cryptomya bussoensis* Yok.

Слои эти трансгрессивно покрывают нижележащие горизонты сахалинского яруса. Покрываются они слоями с группой *Thyasira disjuncta* Gabb окобыкайского яруса. Далее к северу слои с *Dosinia ausiensis* Ilyina представлены в Чеховском районе. В Чеховском районе эти слои, названные аусинскими слоями, сложены голубовато-серыми песчаниками с известковистыми конкрециями. Мощность 150 м. Песчаники согласно залегают выше слоев с мактридами и углями, имеющими общую мощность 100 м, и согласно покрываются светло-желтыми алевролитами, содержащими большое количество мергелистых прослоев верхней пачки углегорской свиты.

Стратиграфическое положение и границы слоев с *Dosinia ausiensis* Ilyina в общей нормальной последовательности напластования верхне-неогеновых отложений Чеховского района даны в табл. 2.

Таблица 2

Ярус	Свита	Литологическая характеристика, по В. Н. Киркинской	Слои с характерными видами
Окобыкайский ярус	Кура-сийская	Опоковидные и глинисто-кремнистые породы	Слой с <i>Palliolum (Delectopecten) pedroanus</i> (Т r a s k)
	Углогорская	Светлые алевролиты с мергелистыми прослоями. 80 м	Слой с <i>Thyasira</i> ex gr. <i>disjuncta</i> (G a b b.), <i>Nucula psjakaphensis</i> K h o m.
Голубовато-серые песчаники с конкрециями. 150 м		Слой с <i>Dosinia ausiensis</i> I l y i n a, (аусинские слои)	
Глинистые алевролиты и глинистые песчаники. 50 м		Слой с <i>Macra evalensis</i> I l y i n a	
Углистые сланцы, пласты угля, прослой конгломератов. 50 м		Континентальные отложения	
Сертунайский ярус			
Перерыв			
Чеховский подъярус сахалинского яруса	Чеховская	Туфоагломераты и туфо-конгломераты	Слой с <i>Mytilus ochotensis</i> S l o d.

Слой с *Dosinia ausiensis* I l y i n a характеризуются обильной и разнообразной фауной, то сосредоточенной в виде горизонтов, то рассеянной в пластах песчаника. Здесь представлен следующий комплекс видов: *Yoldia (Cnesterium)* ex gr. *kuluntunensis* S l o d., *Nuculana* ex gr. *tatarica* K o g a n, *Glycymeris chitanii* Y o k., *Glycymeris grewingki* D a l l, *Anadara (Anadara) devincta* (C o n r a d) et var., *Pecten (Pectinopecten) subyesoensis* Y o k., *P. (Chlamys)* sp., *Ostrea oitensis* I l y i n a, *Modiolus tenuistriatus* S l o d., *Thracia kavranensis* I l y i n a, *Pandora* sp., *Phacoides (Lucinoma) duensis* L. K r i s h t., *Taras gouldi* (Y o k.) var. *sertunayensis* K o g a n, *Pitaria kavranensis* S l o d., *Chione (Securella) securis* (S h u m.), *Ch. (Securella) ensifera* (D a l l), *Ch. sp.*, N 1, *Tellina pulchra* S l o d., *Solen* sp., *Cultellus izumoensis* Y o k., *Macra (Spisula) polynyma ausiensis* L. K r i s h t., *Mya japonica* J a y, *Panope japonica* (A d a m s), *P. (Panomya) simatomensis* O t u k a, *Saxicava pholadis* (L i n.), *Retusa ausiensis* I l y i n a, *Cylichna ausiensis* I l y i n a, *Neptunea* ex gr. *lirata* (M a r t.), *Nassarius ausiensis* I l y i n a, *Crepidula ungana* D a l l, *C. cf. rostralis* C o n r., *Turritella fortilirata* S o w. var. n., *T. sp. n.*, *Sigaretus oblongus* S o w., *Polinices (Euspira) galianoi* D a l l, *P. (Neverita)* ex gr. *ampla* (P h i l.), *Sinum scopulosum* C o n r a d; крупный *Balanus* sp., остатки крабов и плоских морских ежей.

Наиболее важную роль в этом комплексе играют виды: *Dosinia ausiensis* I l y i n a, *Glycymeris chitanii* Y o k., *Turritella fortilirata* S o w.

var. n., *Polinices (Euspira) galianoi* Dall, *Sinum scopulosum* Conrad. В отдельных слоях песчаников преобладают экземпляры какого-нибудь одного вида, например, *Chione (Securella) securis* (Shum.) или *Mactra (Spisula) polynyma ausiensis* L. Krish t.

В верхних слоях яруса появляется фауна более умеренного облика, представленная видами: *Yoldia makarovi* Evseev, *Cultellus izumoensis* Yok., *Serripes gronlandicus* (Brug.), *Macoma dissimilis* Mart., *Mactra (Spisula) polynyma ausiensis* L. Krish t., *Crepidula ungana* Dall, *Neptunea* ex gr. *despecta* L.

В этом комплексе в количественном отношении преобладает *Macoma dissimilis* Mart. и *Mactra (Spisula) polynyma ausiensis* L. Krish t.

В Поронайской депрессии, к которой в тектоническом отношении тяготеет Макаровский район восточного побережья южной части острова, верхние горизонты сертунайского яруса характеризуются фауной аналогичного состава. В Макаровском районе (р. Дайити) слои с *Dosinia ausiensis* Ilyina выделяются в верхней части разреза серых глинистых песчаников надугленосной пачки углегорской свиты. В этих слоях представлены следующие моллюски (сюда же включены виды, собранные из аналогичных слоев в разрезе по pp. Тагама и Кита-Тагама): *Acila (Truncacila)* sp., *Nucula psjakauphensis* Khom., *Anadara (Anadara) devincta* (Conrad), *Serripes* ex gr. *gronlandicus* (Brug.), *Corbicula* sp., *Dosinia ausiensis* Ilyina, *Solen* ex gr. *sicarius* (Gould), *Cultellus izumoensis* Yok., *Macoma arctata* (Conrad), *Mactra (Pseudocardium)* ex gr. *densata* (Conrad), *Mya* sp. n., *Crepidula* cf. *auricola* Conrad, *Natica* sp., *Turritella* sp., *Nassarius ausiensis* Ilyina.

Стратиграфически выше, в том же разрезе по р. Дайити, в переходных слоях к окобыкайскому ярусу в тонкозернистых глинистых серых песчаниках, относимых геологами к курасийской свите, собраны преимущественно малорослые формы: *Nucula psjakauphensis* Khom., *Acila (Truncacila)* cf. *castrensis* Hinds, *Anadara (Anadara) devincta* (Conrad) var. *tatarica* Kogan, *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* Yok., *Natica clausa* Brod. et Sow., *Macoma optiva* (Yok.).

В табл. 3 дана схема биостратиграфического расчленения неогеновых отложений Макаровского района и указывается положение и границы сертунайского яруса в общей последовательности напластования.

В Прибрежном районе верхние слои сертунайского яруса представлены сертунайской свитой, за исключением нижних и верхних ее горизонтов.

В разрезах по берегу моря между pp. Ноями и Сертунай и к югу от р. Широкой выделяются слои с *Nuculana tatarica* Kogan, которые являются эквивалентом слоев с *Dosinia ausiensis* Ilyina южных районов острова. Слои с *Nuculana tatarica* Kogan сложены сизо-серыми песчаниками, включающими конкреции известковистого песчаника и многочисленные остатки разнообразной и обильной фауны моллюсков, представленной следующими видами: *Nucula majamraphensis* Khom., *Acila (Truncacila) gottschei* (Bohm), *Nuculana tatarica* Kogan, *Yoldia (Cnesterium) excavata* Dall, *Clycymeris chitanii* Yok., *Anadara (Anadara) devincta* Conrad et var., *Pecten (Patinopecten) matschiense* Laut., *P. (Patinopecten) sertunayensis* L. Krish t., *Mytilus edulis* L., *Crenella sertunayensis* Kogan et var., *Modiolaria kryshstofovichii* Sim., *Laternula (Aelga) besshoensis* (Yok.) et var., *Thracia kavranensis* Ilyina, *Phacoides (Lucinoma) acutilineatus* (Cond r.), *Taras (Taras) gravis* Kogan, *T. (Felaniella) gouldi* (Yok.) var. *sertunayensis* Kogan, *Serripes*

Таблица 3

Нижнепу- товский ярус	Средне- маруямская подсвита	Пески и рыхлые песча- ники	Слой с <i>Fortipecten takahashi</i> Y o k. Слой с <i>Laevicardium taracai- cum</i> Y o k. Слой с <i>Yoldia thraciaeformis</i> (S t o r.), <i>Liocyma fluctuosa</i> (G o u l d)
Окобыкай- ский ярус	Нижне- маруямская подсвита	Алевриты с прослоями глинистых песчаников. 300 м Диадомиты 140 м	Слой с <i>Serripes vachruschevi</i> E v s e e v Слой с <i>Yoldia thraciaeformis</i> (S t o r.) и группой <i>Thyasira</i> <i>disjuncta</i> (G a b b).
	Курасий- ская свита	Слабо кремнистые, гли- нистые и песчано-алеврито- вые породы. 500 м	Слой с <i>Pecten su- byessoensis</i> Y o k. и <i>Macoma optiva</i> (Y o k.) Слой с <i>La- ternula besshoen- sis</i> (Y o k.) var.
Сертунай- ский ярус	Углерод- ная свита	Серые глинистые песча- ники; песчаники. 200—300 м	Слой с <i>Cultellus izumoensis</i> Y o k. Слой с <i>Dosinia ausiensis</i> I l y i n a
Верхне- дуйский подъярус сахалин- ского яруса		Угленосные слои	Континентальные отложе- ния с углями Слой с <i>Macra</i> (<i>Pseudocar- dium</i>) ex gr. <i>densata</i> C o n r., угли, песчаники
Перерыв			
Чеховский подъярус сахалин- ского яруса	Чеховская свита	Туфоагломераты	Слой с <i>Viviparus</i>

pauperculum Y o k., *Corbicula matschiensis* L a u t., *C. sertunayensis* L a u t., *Chione (Securella) ensifera* (D a l l), *Chione (Securella) securis* (S h u m.), *Liocyma sakhalinensis* L a u t., *Tellina clivosa* B ö h m, *Tellina lutea* G r a y, *Tellina pulchra* S l o d., *Macoma nasuta* C o n r a d, *M. optiva* (Y o k.), *Macra (Spisula) polynyma* S t i m p., *M. (Spisula) cf. hemphilli* D a l l, *Mya karaginskiensis* K h a r k., *M. truncata* L i n., *Cryptomya bussoensis* Y o k., *Panope (Panope) generosa* G o u l d, *P. (Panomya) sakhalinensis* L a u t. (= *Panomya simatomensis* O t u k a), *Calyptraea mammilaris* B r o d., *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n, *Polinices (Polinices) sertunayensis* L a u t.

Стратиграфически выше, в разрезе сертунайской свиты, залегает толща крепких светлых песчаников с конкрециями известковистого песчаника, характеризующаяся скоплениями *Thyasira ex gr. disjuncta* G a b b, которая отнесена к окобыкайскому ярусу.

Стратиграфическое положение и границы отложений сертунайского яруса в общей нормальной последовательности напластования неогеновых отложений Прибрежного (Александровского) района поясняется табл. 4.

Таблица 4

Окобыкайский ярус	Александровская свита	Светлые песчаные глины, вверху разреза оскольчатые	Слои с <i>Yoldia thracaeformis</i> (S t.) Слои с <i>Serripes vachruschevi</i> E v s. и <i>Macoma optiva</i> (Y o k.)	Слои с группой <i>Thyasira disjuncta</i> G a b b.
		Песчаники светлые крепкие с крупными известковистыми конкрециями. 500 м	Слои с <i>Macoma optiva</i> (Y o k.)	
Сертунайский ярус	Сертунайская свита	Переслаивание песчаников и песчаных глин. 500 м	Слои с <i>Macra (Pseudocardium) densata</i> Conrad Слои с <i>Nuculana tatarica</i> K o g a n	
		Песчаники видимой мощности. 100 м	Слои с группой <i>Nuculana smekhovi</i> L a u t. Слои с <i>Macra (Pseudocardium) sertunayensis</i> L. K r i s h t.	
Верхнедуйский подъярус сахалинского яруса	Верхнедуйская свита	Песчаники, глины, угли	Слои с <i>Corbicula matschiensis</i> S i m.	

В Тымь-Поронайской депрессии слои с *Dosinia* сертунайского яруса представлены песчаниками, выделенными в сертунайскую свиту. В разрезе по р. Омор в верхних горизонтах яруса выделяются слои с *Dosinia ausiensis* I l y i n a, представленные голубовато-серыми песчаниками, включающими кварцевую и кремневую гальку и растительный детритус. Песчаники характеризуются остатками *Glycymeris chitanii* Y o k., *Dosinia ausiensis* I l y i n a, *Clinocardium etheringtoni* K o g a n, *Pecten* sp., *Macoma calcarea* G m e l., *Mya* sp. n., *Crepidula ungana* D a l l, *Turritella* sp., *Nassarius ausiensis* I l y i n a, *Polinices* sp.

В разрезе по р. Пилengi слои с *Glycymeris chitanii* Y o k. сложены толщей хорошо отсортированных массивных песчаников с известковым цементом. Фауна в этом горизонте представлена крупными формами из семейства Mactridae, *Pecten (Patinopecten) matschiense* L a u t., *Glycymeris* cf. *chitanii* Y o k., *Venus* sp., *Panope (Panomya) sachalinensis* L a u t. и другими недостаточно сохранившимися формами. В восточных разрезах в отложениях сертунайского яруса, трансгрессивно залегающих на палеозое, Ф. Г. Лаутеншлегер определил фауну, типичную для сертунайской свиты (см. отчет Будникова Н. П.).

Схема биостратиграфического расчленения неогеновых отложений южной части Тымь-Поронайской депрессии с указанием положения и границ сертунайского яруса приведена в табл. 5.

Таблица 5

Окобыкайский ярус	Александровская свита	Нижне-маруямская свита	Светлые песчанистые глины. 500 м	Слой с <i>Nuculana majamraphensis</i> K h c m.
		Курабийская свита	Песчано-глинистые сланцы с конкрециями и прослоями глинистых песчаников. 300—400 м	Слой с <i>Macoma optiva</i> (Y o k.), <i>Thyasira disjuncta</i> G a b b
Сертунайский ярус	Сертунайская свита	Углеродская свита	Песчаники среднезернистые, глинистые сланцы. 800—900 м	Слой с <i>Tellina lutea</i> G r a y, <i>Glycymeris chitanii</i> Y o k., <i>Dosinia austensis</i> I l y i n a Слой с <i>Nuculana smekhovi</i> L a u t.
Верхне-дуйский подъярус	Верхне-дуйская свита		Угленосная пачка	Слой с <i>Corbicula matschiensis</i> S i m.

Тектонический контакт

Отложения мелового возраста

Биостратиграфическая схема северной части Тымь-Поронайской депрессии дана в табл. 6, составленной по Голубкову и Будникову.

В Катанглинском районе восточного побережья в северной части острова аналоги сертунайского яруса представлены надугленосной пач-

Таблица 6

Окобыкайский ярус	Александровская свита	Неравномерно песчанистые глины	Слой с группой <i>Thyasira disjuncta</i> G a b b
Сертунайский ярус	Сертунайская свита	Глинистые песчаники, прослои известковистых песчаников, песчано-глинистых сланцев с конкрециями. 1000 м	Слой с <i>Glycymeris chitanii</i> Y o k., <i>Pecten matschiense</i> L a u t., <i>Panope (Panomya) simatomensis</i> O t u k a
	Верхнедуйская свита	Темно-серые глинистые песчаники с редкими конкрециями. Мощность около 100 м	Слой с <i>Nuculana smekhovi</i> K o g a n, <i>Pecten matschiense</i> L a u t.
Верхнедуйский подъярус		Переходные песчано-глинистые породы Угленосные отложения	Слой с <i>Corbicula matschiensis</i> S i m.

кой дагинской свиты. Такое сопоставление нуждается в более полном палеонтологическом обосновании.

В нашем распоряжении имеется скудный палеонтологический материал, происходящий из надугленосной пачки дагинской свиты Нынского и Джимданского районов, представленный видами: *Yoldia* (*Cnesterium*) ex gr. *kuluntunensis* Slo d., *Anadara* (*Anadara*) *devincta* (C o n g a d), *Corbicula purminensis* L a u t. Кровля яруса определяется положением слоев с *Nuculana*. В кровле сертунайского яруса выделяется горизонт, отмеченный массовым скоплением *Nuculana* ex gr. *tatarica* K o g a n. Этот горизонт прослеживается в более северных районах восточного побережья по рр. Эвай и Аскасай. Раковинки *Nuculana* ex gr. *tatarica* K o g a n усеивают плоскости напластования песчаников. Из сопутствующих форм встречаются единичные экземпляры *Yoldia makarovi* E v s e e v, *Cardium* sp., *Serripes grönlandicus* (B r u g.), *Macoma* ex gr. *sertunaensis* L a u t.

На п-ове Шмидта отложения сертунайского яруса представлены нижней подсвитой венгерийской свиты, сложенной песчано-глинистыми породами с примесью слюды и большим количеством мергелистых конкреций, переполненных остатками моллюсков.

Нижние горизонты венгерийской свиты характеризуются следующим комплексом видов пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков: *Solemya tokunagai* Y o k., *Acila* (*Acila*) *vengeriana* L a u t., *Nuculana vengeriensis* K o g a n, *N. (Nuculana) praerobai sachalinensis* L. K r i s h t., *Yoldia vengeriana* L a u t., *Y. scapha* Y o k., *Y. tokunagai schmidtii* L. K r i s h t., *Palliolium (Delectopecten)* sp., *Pecten (Fortipecten?) mironovi* K h o m., *Mytilus (Mytiloconcha) matthewsoni* G a b b, *Cardita tokunagai* Y o k., *Nemocardium sachalinensis* L a u t., *Serripes fastosum* Y o k., *Macrocallista* sp. n., *Macoma calcarea* G m e l., *Laternula besshoensis* (Y o k.) var. *piltunensis* Slo d., *Panope (Panomya) intermedia* K h o m., *Cuspidaria (Cardiomya) eugenica* L a u t., *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n.

Фаунистический комплекс нижних слоев венгерийской свиты при наличии некоторых общих и близких видов *Solemya tokunagai* Y o k., *Yoldia scapha* Y o k., *Y. tokunagai schmidtii* L. K r i s h t. резко отличается от фауны подстилающей каскадной свиты, принадлежащей сахалинскому ярусу. В нижневенгерийском фаунистическом комплексе появляются формы, типичные для сертунайского и окобыкайского ярусов. Гигантская нижневенгерийская *Panope (Panomya) intermedia* K h o m. и близко родственные *P. (P.) sachalinensis* L a u t. и *P. simotomensis* O t u k a из сертунайского и окобыкайского ярусов более южных районов острова представляют лишь варианты одного вида, характеризующие, главным образом, зону с группой *Thyasira disjuncta* G a b b.

Характерная *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n также широко известна в отложениях сертунайского и окобыкайского ярусов южных районов острова и сопутствует биоценозу *Panope (Panomya)* — *Thyasira disjuncta* et var.

Panope (Panomya) intermedia K h o m. и *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n заходят в верхние горизонты венгерийской свиты, принадлежащие уже окобыкайскому ярусу, и встречаются там совместно со скоплением гигантской *Thyasira disjuncta* G a b b var. *ochotica* L. K r i s h t.

Ранее среднемиоценовый возраст нижних горизонтов венгерийской свиты устанавливался на том основании, что обнаруженные там предста-

вители таксонотных моллюсков филогенетически связаны с видами, распространенными в нижележащих ярусах среднего и нижнего миоцена. Кроме того, наличие теплолюбивой формы *Nemocardium sakhalinensis* L a u t., генетически связанной с нижнемиоценовым *Nemocardium iwakiense* M a k., свидетельствует о тепловодном характере морского бассейна нижневенгерийского времени. Вместе с тем, в верхнем миоцене в северной части Тихого океана господствовали умеренные климатические условия, казалось бы, не допускавшие существования теплолюбивых моллюсков. В настоящее время для сертунайского яруса принимается верхнемиоценовый возраст, обоснование которого дано ниже.

К числу руководящих видов сертунайского яруса относятся: *Glycymeris chitanii* Y o k., группа *Anadara* (*Anadara*) *devincta* C o n g d, представленная местными разновидностями; группа тонкосетчатого *Pecten* (*Patinopecten*) *matschiense* L a u t. с викарирующей формой *Pecten* (*Patinopecten*) *subyessoensis* Y o k.

Не менее характерно присутствие своеобразных мактрин, принадлежащих к подроду *Pseudocardium*, обладающих сильным замком, мощными боковыми зубами и сильными отпечатками мускулов замыкателей.

Характерными видами для нижнего горизонта сертунайского яруса являются следующие виды из семейства Mactridae: *Mactra* (*Pseudocardium*) *dansata* C o n g d. et var. *sachaliensis* L. K r i s h t., *M. (Pseudocardium)* *sertunayensis* L. K r i s h t., *M. evalensis* I l y i n a, *M. (Mulinia?)* *slodkewitschi* K o g a n, распространенные не только в сертунайском ярусе. Характерная для верхних горизонтов сертунайского яруса *Mactra* (*Spisula*) *polynuma ausiensis* L. K r i s h t. в отношении морфологии раковины занимает промежуточное положение между основной формой вида и *Mactra* (*Spisula*) *albaria* C o n g d, характерной для среднемиоценовой свиты астория северо-западной Америки. В Прибрежном районе в том же стратиграфическом горизонте представлена викарирующая форма сахалинского подвида. У самой кровли сертунайского яруса появляется верхнемиоценовый североамериканский вид *Mactra* (*Pseudocardium*) *densata* C o n g d. Не менее характерными видами являются: *Thracia kavranensis* I l y i n a, *Crenella sertunayensis* K o g a n, *Taras (Felaniella)* *gouldi* Y o k. var. *sertunayensis* K o g a n, *T. (Taras)* *gravis* K o g a n, *Glycymeris chitanii* Y o k., *Corbicula adamensis* L a u t., *C. sertunayensis* L a u t., *C. purminensis* L a u t., *Dosinia ausiensis* I l y i n a, *Chione (Securella)* *ensifera* (D a l l), *Tellina (Peronidia)* *lutea* G r a y. var., *T. pulchra* S l o d., *Macoma armudanensis* L a u t., *Cultellus izumoensis* Y o k., *Crepidula ungana* D a l l, *Nassarius ausiensis* I l y i n a. В сертунайском ярусе наблюдается значительное количество видов, общих с окобыкайским ярусом. К числу таких видов принадлежат: *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Laternula besshoensis* (Y o k.) var., *Pecten* (*Patinopecten*) *subyessoensis* Y o k., *Macoma optiva* (Y o k.), *Panope (Panomya)* *simatomensis* O t u k a, *Neptunea (Neptunea)* *despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n.

Выяснение геологического возраста сертунайского яруса несколько затрудняет смешанный состав фауны. Наряду с видами, распространенными в отложениях среднего миоцена, здесь встречаются виды, известные в отложениях верхнемиоценового возраста.

Среди предполагаемых синхронных образований за пределами Сахалина наибольшую фаунистическую близость к сертунайскому ярусу обнаруживает серия кадоносав провинции Иватэ. Общими и близкими видами являются: *Solemya tokunagai* Y o k., *Nuculana* ex gr. *tatarica*

Kogan, *Yoldia thraciaeformis* (Stor.), *Y. makarovi* Evseev (= *Y. sagittaria* Yok.), *Pecten* (*Patinopecten*) *tokyoensis kimurai* Yok., *P.* (*Patinopecten*) *subyessoensis* Yok., *Anadara* (*Anadara*) ex gr. *devincta* Conrad, *Dosinia* ex gr. *japonica nomurai* Otuka, *Macoma optiva* (Yok.), *Panopa japonica* Adams, *Phacoides* (*Lucinoma*) *acutilineatus* Conrad, *Cultellus izumoensis* Yok., *Cryptomya bussoensis* Yok., *Panope* (*Panomya*) *simatomensis* Otuka, *Sinum scopulosum* Conrad (= *Sinum yabei* Otuka?) и некоторые другие виды.

Цитируемый список общих видов дает основание предполагать серию кадоносава в качестве образований сертунайского возраста.

К сертунайскому ярусу принадлежит свита абесинай о-ва Хоккайдо. Кроме тождественной *Macoma optiva* (Yok.) в свите абесинай представлены следующие формы — заместители сертунайских видов: *Glycymeris vestitoides* Nomura, *Mercenaria chitaniana* (Yok.), *Tellina* (*Peronidia*) *t-matumotoi* Otuka, *Clinocardium shinjiense* (Yok.). Ярус кадоносава в стратиграфической шкале миоценовых отложений Японии соответствует среднему миоцену. В фауне кадоносава найден ряд тропических видов, отсутствующих в современной и позднеогеновой фауне, известных вблизи от местонахождений фауны кадоносава [S. Otuka, 1937].

В фауне сертунайского яруса, подобно фауне кадоносава, представлены теплолюбивые роды *Dosinia*, *Glycymeris*, *Cultellus* и отсутствуют современные виды, за исключением очень немногих, редко встречающихся в разрезах сертунайского яруса.

Фауна сертунайского яруса имеет некоторое сходство с фауной среднемиоценовой свиты астория северо-западной Америки. Общими и близкими видами с миоценом атории являются: *Glycymeris growingki* Dall, *Acila* (*Truncacila*) *conradi* (Meek), *Anadara* (*Anadara*) *devincta* Conrad, *Clinocardium etheringtoni* Kogan, *Phacoides* (*Lucinoma*) *acutilineatus* Conrad, *Chione* (*Securella*) *securis* (Shum.), *Chione* (*Securella*) *parapodema* Dall, *Ch.* (*Securella*) *ensifera* Dall, *Olivella pedroana* (Conrad), *Crepidula rostralis* (Conrad), *Sinum scopulosum* (Conrad), *Polinices* (*Euspira*) *galianoii* Dall. Вместе с тем отсутствуют виды руководящие для среднего миоцена (Астория): *Pecten andersoni* Arn., *Bruclarkia oregonensis* (Conrad), *Molopophorus anglonana* Arn., филогенетически связанные с более древними видами.

Имеются палеонтологические данные, позволяющие предполагать, что в разрезе третичных отложений Камчатки к сертунайскому ярусу принадлежит кулувенская свита ваямпольской серии.

В кулувенской свите подобно тому, как это наблюдается в отложениях сертунайского яруса на Сахалине, появляются очень крупные тиазиры из группы *Thyasira disjuncta* (Gabb) в сообществе с процветающими *Laternula* (*Aelga*) *besshoensis* (Yok.) var. и типичной *Macra* (*Spisula*) *polynyma* Stim. Фауна кулувенской свиты еще слабо изучена. Она представлена видами, общими с сертунайским ярусом, наряду с распространенными в сертунайском и окобыкайском ярусах: *Yoldia chojensis* Sim., *Glycymeris chitanii* Yok., *Cardita* ex gr. *crebricostata* Krause, *Thyasira disjuncta* (Gabb) var. *ochotica* L. Krishit., *Clinocardium etheringtoni* Kogan, *Phacoides* (*Lucinoma*) *acutilineatus* (Conrad), *Taras* (*Felaniella*) *gouldi* Yok. var. *sertunayensis* Kogan, *Liocyma* ex gr. *fluctuosa* (Gould), *Macoma* ex gr. *nasuta* Conrad, *Macra* (*Spisula*) *polynyma* Stim., *Panope pleschakovi* (Sim.), *Mya japonica* Jay и остатками млекопитающего из семейства Desmostylidae.

При выяснении вопроса о возрасте, кроме обновления фауны и появления ныне живущих видов, следует отметить одно обстоятельство, важное в стратиграфическом отношении. В сертунайском ярусе распространены своеобразные мактриды, отнесенные к подроду *Pseudocardium*, обладающие мощными боковыми зубами и сильными отпечатками мускулов-замыкателей. Эпизодически *M. (Pseudocardium) ex gr. densata* Compag d встречаются в песчаных фациях в сертунайском ярусе, вплоть до верхних горизонтов. В Александровском и Макаровском районах скопления *Mactra (Pseudocardium) densata* Compag d et var. отмечены в верхних слоях сертунайского яруса. В отложениях окобыкайского яруса *Mactra (Pseudocardium) densata* Compag d var. n. была найдена лишь в одном месте — в самой нижней песчаной пачке александровской свиты Александровского района. В северо-западной Америке *Mactra (Pseudocardium) densata* Compag d ограничена отложениями верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Поэтому не исключена вероятность верхнемиоценового возраста сертунайского яруса.

ОКОБЫКАЙСКИЙ ЯРУС

Отложения окобыкайского яруса по времени и условиям образования связаны с верхнемиоценовой трансгрессией бореальных вод. Отложения яруса залегают трансгрессивно на образованиях различного возраста. В южной части острова наблюдается трансгрессивное залегание пород окобыкайского яруса на отложениях сахалинского яруса (Анивский район) и на породах мелового возраста (Долинский район), на угленосных слоях углегорской свиты (в районе Манун-Мотомы). В разрезах с непрерывной последовательностью отложений породы окобыкайского яруса согласно залегают на слоях сертунайского яруса.

Верхняя граница яруса определяется двумя факторами: сменой глинистых пород окобыкайского яруса песчаными мелководными отложениями нижненутовского яруса и появлением плиоценового комплекса видов.

Особенность фауны окобыкайского яруса определяется необыкновенным развитием гигантских тиасир из группы *Thyasira disjuncta* G a b b. В пределах континентальной ступени группа *Thyasira disjuncta* G a b b завоевывает почти все ниши биотопов.

Наиболее глубоководные отложения окобыкайского века, соответствующие максимальному погружению, представлены в самой южной части острова (Невельский район) породами курасийской свиты. Относительно глубоководные отложения курасийской свиты прослеживаются участками по западным и восточным окраинам южной части острова.

Прибрежные песчаные фации окобыкайского века по фауне моллюсков и литологическим признакам мало отличаются от нижележащих слоев сертунайского яруса, поэтому граница между ярусами проводится по палеонтологическим данным — по появлению скоплений гигантских раковин группы *Thyasira disjuncta* G a b b. Верхняя граница яруса проводится по появлению более тепловодного комплекса с *Fortipecten*, возраст которого определяется как нижнеплиоценовый.

К окобыкайскому ярусу относятся: верхняя часть сертунайской свиты, александровская, курасийская, нижнемаруямская подсвита, окобыкайская свита, верхняя половина венгерийской свиты, маямрафская свита.

Нижнеобыкновенный подъярус

К этому подъярусу относятся наиболее глубоководные отложения (курассийская свита), развитые в юго-западной части острова и сложенные толщей глинистых и опоковидных пород значительной мощности. Характеризуют эту толщу скудные остатки пластинчатожаберных моллюсков плохой сохранности. Здесь встречены два вида *Cardita* (один из которых напоминает *Cardita pilvoensis* K h o m.), *Lima* sp., *L. (Limatula) pilvoensis* L a u t., *Calyptrea* sp., чешуи и позвонки рыб маленьких размеров. Кремнистые и опоковидные сланцы курассийской свиты, за исключением чешуй рыб и микроскопических кремневых организмов, лишенные остатков фауны, известны также в районе Мануи-Мотомы. Здесь опоковидные сланцы покрывают угленосные слои сахалинского яруса. В Макаровском районе подобные же породы, заключающие только позвонки рыб, отмечены в разрезе по р. Тагама. Относительно глубоководные отложения развиты в Чеховском районе. Здесь они согласно залегают на отложениях сертунайского яруса и представлены глинисто-кремнистыми породами, заключающими мелкий растительный детритус, остатки кремневых организмов и фауну моллюсков, представленную множеством экземпляров *Palliolim (Delectopecten) pedroanus* (T r a s k) и *Malletia kurasiensis* L. K r i s h t.

Более мелководные глинистые песчаники нижнеобыкновенного подъяруса в северо-восточных районах и в Тымь-Поронайской депрессии, включая Макаровский район, характеризуются следующими видами: *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Acila (Truncacila) ex gr. castrensis* H i n d s., *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* Y o k., *Thyasira disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Th. alta* L. K r i s h t., *Th. quadrata* Y a b e et N o m u r a, *Phacoides (Lucinoma) acutilineatus* (C o n r a d) var. n., *Modiolaria kryshstofovichii* S i m., *Macoma optiva* (Y o k.), *M. dissimilis* M a r t., *M. calcarea* G m e l., *Laternula (Aelga) besshoensis* Y o k. var. *sachalinensis* S l o d., *L. besshoensis* Y o k. var. *borensis* I l y i n a, *Serripes grönlandicus* (B r u g.), *Mya truncata* L i n., *M. ex gr. sertunayensis* L a u t., *Panope (Panomya) simatomensis* O t u k a, *Natica janthostoma* D e s h., *Buccinum* sp., *Turritella* sp., *Buccinum* ex. gr. *tenebrosus* H a n c o c k, *Natica* sp.

Аналогичный фаунистический комплекс характеризует диатомиты нижнеобыкновенного подъяруса в Анивском районе, трансгрессивно покрывающие отложения сахалинского яруса (невельскую свиту). Этот же комплекс представлен в разрезах по рр. Такой и Маруяма в основании песчано-глинистой маруямской свиты, трансгрессивно залегающей на меловых отложениях. Здесь встречены следующие виды: *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Acila (Truncacila) marujamensis* I l y i n a, *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Y. (Cnesterium) sachalinensis* S l o d., *Pecten (Chlamys) turpiculus* Y o k., *P. (Patinopecten?) agnatus* Y o k., *P. (Patinopecten) subyessoensis* Y o k., *Thyasira alta* L. K r i s h t., *Th. disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Th. quadrata* Y a b e et N o m u r a, *Serripes grönlandicus* (B r u g.), *Macoma optiva* (Y o k.), *M. calcarea* G m e l., *Panope (Panomya) simatomensis* O t u k a, *Mya crassa* G r e w i n g k, *M. rudakensis* I l y i n a, *Natica janthostoma* D e s h., *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n, *N. (Colus) sp.*, *Buccinum saundersi* M a r t., *Ficus* sp.

Виды этого комплекса представлены многочисленными экземплярами крупных размеров. Особенного расцвета достигает сильно варьи-

рующая группа *Thyasira disjuncta* G a b b, *Macoma optiva* (Y o k.), *Neptunea* (*Neptunea*) *despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n. В Прибрежном районе синхронные отложения представлены верхними слоями сертунайской свиты, развитым к югу от р. Ноями. В слоях с *Thyasira* ex gr. *disjuncta* G a b b в Александровском районе собран следующий комплекс видов: *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Acila* (*Truncacila*) *gottschei* B ö h m, *Yoldia makarovi* E v s e e v, *Modiolaria kryshfovichi* S i m., *Pecten* (*Patinopecten*) *matschiense* L a u t., *Laternula* (*Aelga*) *besshoensis* (Y o k.) var., *Thyasira disjuncta* (G a b b) var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Th. alta* L. K r i s h t., *Th. quadrata* Y a b e et N o m u r a, *Serripes pauperculum* Y o k., *Tellina clivosa* B ö h m, *Macoma optiva* (Y o k.), *M. nasuta* (C o n r a d), *M. truncatoides* K h o m., *M. calcarea* G m e l., *Mya karaginskiensis* K h a r., *M. sertunayensis* L a u t., *Panope* (*Panomys*) *simatomensis* O t u k a, *Cryptomya bussoensis* Y o k., *Polinices* (*Polinices*) *sertunayensis* L a u t., *Neptunea* (*Neptunea*) ex gr. *despecta* L., *Epitonium* sp.

На северо-восточном Сахалине окобыкайская свита — стратотип окобыкайского яруса — подразделяется на три пачки. Нижняя пачка окобыкайской свиты сложена переслаиванием серых и синевато-серых алевроитов и глин, а также серых и голубовато-серых плотных песчаников. Нижняя граница окобыкайского яруса проводится по кровле горизонта песчаников с *Nuculana* ex gr. *tatarica* K o g a n.

Горизонт с *Nuculana* ex gr. *tatarica* K o g a n приурочен к кровле сертунайского яруса и прослеживается участками в центральной части восточного побережья от рр. Гадыкчай, Аскасай до Нышского района. В основании окобыкайского яруса в голубовато-серых песчаниках нижней пачки окобыкайской свиты Нышского района найдены: *Acila* (*Truncacila*) *marujamensis* I l y i n a, *Neptunea* (*Neptunea*) ex gr. *lirata* M a r t.

Второй горизонт сложен глинами плохо отсортированными с растительными остатками, редкими прослоями песчаников и синевато-серыми крепкими алевролитами. В прослоях встречаются обильные остатки крупных тиазир: *Thyasira alta* L. K r i s h t., *Th. disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Th. quadrata* Y a b e et N o m u r a. Сопутствующие формы, по данным Ф. Г. Лаутеншлегера, довольно разнообразны: здесь встречены представители родов *Serripes*, *Cardita*, *Yoldia*, *Nucula*, *Macoma*, *Pandora*, *Natica*, *Littorina*.

Нижний и второй горизонты составляют меньшую по мощности нижнюю часть окобыкайской свиты, синхронную с рассмотренными выше слоями окобыкайского яруса южной части острова.

На п-ове Шмидта аналоги нижнеокобыкайского подъяруса представлены верхней частью венгерийской свиты: пачкой переслаивания слюдистых песчаных глин и глинистых песчаников.

В верхней части венгерийской свиты в прослоях глинистого песчаника встречена обильная фауна моллюсков, представленная видами: *Solemya tokunagai* Y o k., *Acila* (*Truncacila*) cf. *marujamensis* I l y i n a, *Thyasira disjuncta* (G a b b) var. *ochotica* L. K r i s h t., *Phacoides* (*Lucinoma*) *borealis* L i n., *Macoma calcarea* G m e l., *Panope* (*Panomys*) *intermedia* K h o m., *Psephaea* sp., *Neptunea* (*Neptunea*) *despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n, *N. magna* D a l l. var. *stantoni* K o g a n.

Все виды этого комплекса отличаются очень крупными размерами и исключительным обилием особей. Особенно многочисленны экземпляры гигантской *Thyasira disjuncta* G a b b var. *ochotica* L. K r i s h t. и *Neptunea* (*Neptunea*) *despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n.

Фауна верхних слоев венгерийской свиты восприняла новые формы, впервые появившиеся в нижних горизонтах венгерийской свиты: *Panope (Panomya) intermedia* K h o m., *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n, принадлежащие группам видов, руководящим для позднего миоцена Сахалина и Камчатки. Древние миоценовые формы, представленные в нижней части венгерийской свиты, относящейся к сергунайскому ярусу, здесь отсутствуют. Исключение составляет *Solemya tokunagai* Y o k., особенно характерная для нижних горизонтов среднего миоцена, не покидавшая морской бассейн, существовавший на территории п-ова Шмидта с начала холмского времени.

Верхнеобыкайский подъярус

В верхнеобыкайское время характер бассейна изменяется. Частая перемежаемость песчаных и песчано-глинистых слоев, плохая отсортированность осадков наблюдается по всем участкам развития отложений верхнеобыкайского подъяруса. Возникают в известной мере изолированные бассейны, в которых накапливались толщи неслоистых, плохо отсортированных глин, неравномерно песчаных, с включением гальки и скоплений песка. Наиболее характерным видом подъяруса является *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), группа *Liocyma fluctuosa* (G o u l d), *Serripes vachruschevi* E v s e e v. Стратотипом морских отложений подъяруса является александровская свита Прибрежного района, сложенная мощной толщей песчаных глин, с прослоями мягкого песчаника и песчаников-ракушечников в нижней части разреза. Характеризуется александровская свита следующими видами: *Nuculana psjakauphensis* K h o m., *Modiolaria kryштофовичи* S i m., *Cardita piltunensis* S l o d., *C. tatarica* L a u t., *C. ferruginea* A d a m s, *Thyasira nana* K h o m., *Thyasira quadrata* Y a b e et N o m u r a, *Th. disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Serripes vachruschevi* E v s e e v, *Pitaria (Neogenella)* ex gr. *kavranensis* S l o d., *Macoma optiva* (Y o k.), *M. truncatoides* K h o m., *M. calcarea* G m e l., *Panope (Panomya) simatomensis* O t u k a, *Mactra (Pseudocardium)* sp., *Corbicula matschiensis* L a u t., *Polinices (Polinices) sertunayensis* L a u t., *Neptunea* ex gr. *despecta* L., *Epitonium (Boreoscala) condoni* D a l l var. n.

Этот комплекс видов очень близок к фауне нижних горизонтов яруса, но в отличие от них здесь появился своеобразный вид — *Serripes vachruschevi* E v s e e v и многочисленные *Cardita*. Группа тиазир по-прежнему представлена массовыми скоплениями раковин гигантских размеров.

Выше следуют оскольчатые глины с редкими прослоями мягких песчаников и крупными конкрециями. В этой верхней части разреза александровской свиты фауна становится более однообразной и холодолюбивой. Здесь представлены: *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Thyasira nana* K h o m., *Th. disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Liocyma* ex gr. *fluctuosa* (G o u l d), *Macoma optiva* (Y o k.), *M. nasuta* (C o n r a d), *M. calcarea* G m e l., *Natica clausa* B r o d. et S o w.

В самом верху видимого разреза глины сменяются светлоокрашенными слоистыми мелкозернистыми песчаниками.

Фауной аналогичного состава характеризуются отложения верхнеобыкайского подъяруса в южной части острова.

В Макаровском районе нижнемарьямская свита, по одним авторам, или верхнекурассийская, по другим, сложенная светлыми песчаными алевролитами, чередующимися с прослоями мелкозернистых рыхлых пес-

чаников, диатомитов и тонкими прослоями глин и глинистых песков, характеризуется следующими видами: *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Acila (Truncacila) castrensis* H i n d s, *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Y. makarovi* E v s e e v, *Y. (Cnesterium) ex gr. kuluntuensis* S l o d., *Pecten (Patinopecten) subyessoensis* Y o k., *Modiolaria kryshfovichi* S i m., *Cardita ex gr. crebricostata* K r a u s e, *Thyasira alta* L. K r i s h t., *Th. disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Serripes vachruschevi* E v s e e v, *Macoma optiva* (Y o k.), *M. truncatoides* K h o m., *Panope (Panomya) simotomensis* O t u k a, *Natica janthostoma* D e s h., *Bella yanamaii* Y o k., *Buccinum cl. haromaicum* K h o m.

В самом верху верхнеокобыкайского подъяруса выделяются слои с группой *Liocyma ex gr. fluctuosa* (G o u l d). Здесь представлены многочисленные экземпляры видов: *Liocyma fluctuosa* (G o u l d), *L. subfluctuosa* K h o m., *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Macoma calcarea* G m e l.

В Поронайской депрессии к верхнеокобыкайскому подъярусу относится толща глин александровской свиты. В Онорском районе в серых жирных глинах с кристаллами пирита рассеяны остатки однообразной фауны из многочисленных экземпляров *Nuculana majamraphensis* K h o m. и единичных отпечатков *Macoma cl. truncatoides* K h o m.

В центральных районах восточного побережья Северного Сахалина отложения верхнеокобыкайского подъяруса представлены синевато-серыми глинами и глинистыми песками окобыкайской свиты. Глина неравномерно песчанистая, слюдистая, плохослоистая, неравномерно чередуется со слоями синевато-серых и пепельных мягких песчаников. Породы окобыкайской свиты плохо отсортированы. В глинах рассеяны малочисленные остатки однообразной ассоциации моллюсков, представленной несколькими видами, среди которых наиболее видная роль принадлежит *Nuculana majamraphensis* K h o m. и сопровождающим *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.). В прослоях песчаников встречаются *Thyasira ex gr. disjuncta* (G a b b).

Самая верхняя пачка окобыкайской свиты, так называемый горизонт эхабинских глин, в центральных районах северо-восточного Сахалина переходит по простираанию в более песчанистые разности, для которых характерно развитие группы *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) и наличие прослоев мелкозернистых песчаников, переполненных ядрами *Serripes grönlandicus* (B r u g.).

На п-ове Шмидта к верхнеокобыкайскому подъярусу относится толща глин маямрафской свиты. Глины светло-серые и желтоватые, неслоистые плохо сортированные, неравномерно песчанистые, с редкими маломощными прослоями серых песков и рассеянной мелкой галькой, характеризуются довольно обильной фауной, обычной для слоев с *Nuculana majamraphensis* K h o m.

Здесь представлены: *Solemya tokunagai* Y o k., *Nucula psjakauphensis* K h o m., *Nuculana majamraphensis* K h o m., *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Mytilus edulis* L., *Macoma calcarea* G m e l., *M. balthica* L., *Plicifusus ornatus* K h o m.

Верхние горизонты маямрафской свиты, обогащенные скелетами диатомовых водорослей, приближаются по составу к диатомитам. В диатомитах встречаются скудные остатки *Nucula psjakauphensis* K h o m.

Маямрафская свита покрывается глинистыми песками матитукской свиты плiocенового возраста.

Схема биостратиграфического расчленения отложений окобыкайского яруса центральных районов северо-восточного побережья приведена в табл. 7.

Таблица 7

Нижнеу- товский ярус	Нутовская свита	Пески и песчаники с линзами плотных песчаников и про- слоями глин	Слой с <i>Yoldia ochotensis</i> K h o m., <i>Siliqua alta</i> B r o d. et S o w. Слой с <i>Serripes gronlandicus</i> (B r u g.), <i>Mya truncata</i> L i n.
Окобыкайский ярус	Окобыкайская свита	Эхабинский горизонт, гли- нистые пески с редкими про- слоями глин	Слой с <i>Liocyma ex gr. fluctuosa</i> (G o u l d)
		Неслоистые неравномерно песчанистые глины	Слой с <i>Nuculana majamraphensis</i> K h o m.
		Чередование глин и голу- бых песчаников	Слой с <i>Thyasira disjuncta</i> (G a b b) Слой с <i>Acila (Truncacila)</i> <i>marujamensis</i> I l y i n a
Сертунай- ский ярус	Далинская свита	Слоистые песчаники	Горизонт с <i>Nuculana ex gr. tatarica</i> K o g a n
		Пески и песчаники	Слой с <i>Anadara devincta</i> C o n r a d, <i>Corbicula purmi- nensis</i> L a u t.
Сахалин- ский ярус	Далинская свита	Угленосные отложения	Слой с <i>Mytilus cf. edulis</i> L. и <i>Corbicula</i> sp.

Биостратиграфическая схема окобыкайского яруса п-ова Шмидта приведена в табл. 8.

Появление фауны окобыкайского яруса связано с изменением физико-географической обстановки, происшедшим в верхнем миоцене в связи с похолоданием климата.

В нижнем подъярусе бореальные гигантские тиазиры из группы *Thyasira disjuncta* G a b b встречаются совместно с формами более древними, обычными в верхних слоях сертунайского яруса. К числу таких видов относятся: *Pecten (Patinopecten) matschiense* L a u t., *P. (Patinopecten) subyessoensis* Y o k., *Macoma optiva* (Y o k.), *Neptunea (Neptunea) despecta* L. var. *vengeriana* K o g a n и некоторые другие виды.

В верхнеокобыкайском подъярусе похолодание бассейна достигло своего максимума. Появляются биоценозы группы *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) — *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), биоценозы *Nuculana majamraphensis* K h o m. — *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.). Холодноводные ассоциации этих видов связаны с илистыми грунтами относительно мелководных заливов.

В основании вышележащего нижнеутовского яруса в юго-восточных районах острова, наряду с холоднолюбивыми окобыкайскими видами группы *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) и единичными тиазирами из группы *Thyasira disjuncta* G a b b, появляются и достигают расцвета плиоценовые

Таблица 8

Нижнепутовский ярус	Матитукская свита	Светлые слоистые пески вверх с прослоями глин	Очень редко <i>Nuculana majamraphensis</i> K h o m.
Окобыкайский ярус	Маям-рафская свита	Диатомиты, неслоистые неравномерно песчаные глины	Слой с <i>Nuculana majamraphensis</i> K h o m., <i>Yoldia thraciaeformis</i> (S t o r.)
	Венгерийская свита	Переслаивание песчаных глин и песчаников; много конкреций	Слой с <i>Thyasira disjuncta</i> (G a b b) var. <i>ochotica</i> L. K r i s h t.
Сертунайский ярус		Песчаные глины; много конкреций	Слой с <i>Yoldia scapha</i> Y o k., <i>Yoldia vengeriana</i> K o g a n
Сахалинский ярус	Каскадная свита	Песчаные алевролиты и прослои песчаников	Слой <i>Nuculana crasseteloides</i> L a u t.

и современные виды: *Acila (Truncacila) ex gr. cobboldiae* S o w., *Macra (Spisula) polynuma* S t i m p s., *Crepidula princeps* C o n r a d, *Echinarachnius parma* L a m. и крупные *Fortipecten*, своеобразные *Patinopecten*. Все эти формы составляют нижнепутовский фаунистический комплекс, который дает основание отличать биоценозы песчаной сублиторали нижнего плиоцена от биоценозов соответствующих фаций окобыкайского яруса.

Отложения окобыкайского яруса широко распространены по западным окраинам северной части Тихого океана. На о-ве Хоккайдо они представлены сериями ойваке и вакканай и сланцами коитои, палеонтологическая характеристика которых очень близка к характеристике отложений окобыкайского яруса Сахалина.

Для серии ойваке и вакканай характерны: *Solemya tokunagai* Y o k., многочисленные остатки гигантской *Thyasira disjuncta* G a b b var. *nipponica* Y a b e et N o m u r a, *Acila (Truncacila) marujamensis* I l y i n a, *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Delectopecten pedroanus* (T r a s k), *Laternula besshoensis* (Y o k.) var. *borensis* I l y i n a, *Macoma optiva* (Y o k.), *Buccinum leucostomum* L k e., *Neptunea (Neptunea) ex gr. despecta* L. и других видов, распространенных в отложениях окобыкайского яруса Сахалина.

На западном побережье Камчатки отложения окобыкайского яруса представлены свитой конгломератов и какертской свитой кавранской серии. В какертской свите и в свите конгломератов найдены многие виды окобыкайского фаунистического комплекса: *Acila (Truncacila) marujamensis* I l y i n a, *Yoldia thraciaeformis* (S t o r.), *Laternula (Aelga) besshoensis* (Y o k.) var. *sakhalinensis* S l o d., *Thyasira alta* L. K r i s h t., *Serripes grönlandicus* (B r u g.), *Macoma optiva* (Y o k.), *M. truncatoides* K h o m., *Liocyma ex gr. fluctuosa* (G o u l d).

Отложения окобыкайского яруса известны в Корее. Здесь они представлены опоковидными, кремнистыми породами, заключающими фаунистическую ассоциацию с *Thyasira alta* L. K r i s h t., типичную для око-

быкайского яруса. В северо-западной Америке аналоги яруса представлены верхнемиоценовыми свитами цьербо и нероли, монтерей. Опоковидные породы и диатомиты свиты монтерей характеризуются скоплениями *Delectopecten pedroanus* (T r a s k) и диатомовых водорослей.

ПЛИОЦЕН

НИЖНЕНУТОВСКИЙ ЯРУС

Отложения нижненутовского яруса представлены, главным образом, фациями мелководного морского бассейна. Нижненутовский ярус охватывает нижнюю подсвиту нутовской свиты или первый горизонт глин и песчаников нутовской свиты [Н. Д. Цитенко, 1946], согласно залегающий над кровлей окобыкайской свиты в северо-восточной части острова; нижнюю часть разреза верхнемаруямской подсвиты (третий горизонт маруямской свиты, по обозначению Л. С. Жидковой, 1954) — в юго-восточном Сахалине; матитукскую свиту п-ва Шмидта. В северной и в южной частях острова отложения нижненутовского яруса представлены толщей переслаивания и тонкого чередования пепельно-серых слабо сцементированных песчаников и уплотненных песков и светло-серых песчанистых глин и алевроитов. Редко встречаются линзы и прослои галечников и ракушников. В нижней части разреза отложений яруса развиты линзовидные прослои известковистых крепких песчаников с остатками обильной фауны. Мощность отложений нижненутовского яруса исчисляется в 600—900 м.

Нижняя граница яруса определяется сменой глинистых отложений окобыкайской свиты и нижнемаруямской подсвиты песчаными отложениями нутовской и верхнемаруямской свит. Фаунистическая граница между ярусами достаточно резкая, но в отдельных разрезах при постепенном изменении фаций некоторые виды окобыкайского яруса заходят в самые нижние горизонты нижненутовского яруса.

Верхняя стратиграфическая граница менее определенная из-за недостатка детальных исследований. Проводится она по появлению фауны более молодого облика, в составе которой встречаются виды, ныне живущие вдоль восточного побережья Сахалина.

Фаунистическая характеристика нижненутовского яруса в северной части острова определяется видами моллюсков, сосредоточенными в нижней части разреза нижней подсвиты нутовской свиты.

Типичный нижненутовский фаунистический комплекс представлен в разрезе по р. Уйни в линзовидном прослое крепких известковистых песчаников на расстоянии около 150 м от подошвы свиты. Крепкие песчаники переполнены остатками *Serripes gronlandicus* (B r u g.). Здесь найдены: *Mytilus* cf. *kamtschaticus* S l o d. var. *nepropuskensis* I l y i n a, *Laevicardium taracaicum* Y o k., *Serripes grönlandicus* (B r u g.) et var. *unciangulare* K h o m., *S. kamtschaticus* I l y i n a, *Liocyma subfluctuosa* K h o m., *Macoma* aff. *angulata* D e s h., *M. edentula* B r o d et S o w., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* var. *voyi* G a b b, *Mya japonica* J a y, *Buccinum sachalinensis* Y o k., *Natica janthostoma* D e s h., *N. clausa* B r o d. et S o w., *Echinarachnius parma* L a m.

Основная форма этого холодноводного комплекса — *Serripes* — переполняет породу; все другие встречаются единичными экземплярами.

В районе Катангли в нижней пачке нутовской свиты, согласно залегающей на окобыкайской свите, отмечены горизонты песков с массовым скоплением ядер *Serripes gronlandicus* (B r u g.). В этом районе в нижних горизонтах нутовской свиты собраны: *Nuculana majamraphensis* K h o m.,

Yoldia kuluntunensis S l o d., *Y. kuluntunensis* S l o d. var. *sachalinensis* S l o d., *Y. thraciaeformis* (S t o r.). *Serripes gronlandicus* (B r u g.), *Macoma* ex gr. *optiva* (Y o k.), *M. calcarea* G m e l., *M. balthica* L., *Liocyma* ex gr. *fluctuosa* (G o u l d), *Mya* ex gr. *arenaria* L., *Neptunea* ex gr. *lirata* M a r t. (определения Ф. Г. Лаутеншлегера).

Фауна нижних слоев нутовской свиты Катанглинского района тесно связана с фауной окобыкайской свиты и по своему составу является переходной к типичной фауне нижненутовского яруса.

В северной части восточного побережья (Поронайский район) в нижней подсвите нутовской свиты, залегающей на переходных песчано-глинистых слоях окобыкайской свиты, собрана фауна, представленная следующими видами (определения Ф. Г. Лаутеншлегера): *Yoldia ochotensis* K h o m., *Modiolus kryshstofovichii* S i m. (= *M. nigra* K h o m.), *Taras (Felmaniella) gouldi* Y o k., *Serripes gronlandicus* (B r u g.) et var., *S. notabilis* S o w., *Liocyma fluctuosa* (G o u l d), *L. subfluctuosa* K h o m., *Macoma truncatoides* K h o m., *M. calcarea* G m e l., *Mactra (Spisula) polynyma* S t i m p s., *M. (Mactra) orthomorpha* G r a n t et G a l e, *Mya truncata* L i n., *M. japonica* J a y, *Panope (Panomya) cf. intermedia* K h o m., *Buccinum sachalinensis* Y o k., *Neptunea (Neptunea) ex gr. lirata* M a r t., *Natica janthostoma* D e s h., *N. clausa* B r o d. et S o w.

В юго-восточной части острова фауна, характерная для нижненутовского яруса, сосредоточена в нижней части разреза верхнемаруямской подсвиты. Границы яруса определяются распространением слоев с *Laevicardium taracaicum* Y o k. и *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) в основании и слоев с *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k. — в верхней части яруса. Слои с *Laevicardium taracaicum* Y o k. и *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) можно рассматривать в качестве стратиграфического аналога нижних горизонтов нутовской свиты, отмеченных массовым скоплением *Serripes ex gr. gronlandicus* (B r u g.).

Слои с *Laevicardium taracaicum* Y o k. и *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) представлены рыхлыми мелкозернистыми песками и слабо сцементированными песчаниками, серыми и зеленоватыми, с редкими прослоями песчаников-ракушников. Эти слои прослеживаются в разрезах Долинского, Макаровского и Поронайского районов и характеризуются обильной фауной, представленной видами: *Acila (Truncacila) cobboldia makarovi* L. K r i s h t., *Yaldia (Cnesterium) kuluntunensis* S l o d., *Pecten (Fortipecten?) makarovi* L. K r i s h t., *P. (Fortipecten) piltunensis* K h o m., *Modiolaria kryshstofovichii* S i m., *Thracia kavranensis* I l y i n a, *Pandora wajampolkensis* S l o d., *Cardita crebricostata* K r a u s e, *Thyasira alta* L. K r i s h t., *Phacoides (Lucinoma) acutilineatus* (C o n r a d), *Laevicardium taracaicum* Y o k., *Serripes ex gr. gronlandicus* (B r u g.), *Liocyma fluctuosa* (G o u l d), *L. subfluctuosa* K h o m., *Tellina* sp., *Macoma optiva* (Y o k.), *M. echaensis* S l o d., *M. nasuta* (C o n r a d), *Mactra (Spisula) polynyma* S t i m p s., *Mya koraginskiensis* K h a r., *Panope* sp., *Neptunea (Neptunea) ex gr. despecta* L., *Buccinum haromaicum* K h o m., *Cancellaria crawfordiana* D a l l, *Nassarius ex gr. ausiensis* I l y i n a, *Bela yanamaii* Y o k., *Turritella* sp. *Crepidula princeps* C o n r a d, *Natica janthostoma* D e s h., *N. clausa* B r o d. et S o w., плоский морской еж *Echinarachnius parma* L a m.

В фаунистическом комплексе с *Laevicardium taracaicum* Y o k. по количеству экземпляров преобладают *Acila (Truncacila) ex gr. cobboldiae* S o w., *Laevicardium taracaicum* Y o k., *Liocyma fluctuosa* (G o u l d),

Liocyma subfluctuosa K h o m, *Macra* (*Spisula*) *polynyma* S t i m p., *Cardita crebricostata* K r a u s e.

Не менее характерны очень крупные морские гребешки *Pecten* (*Fortipecten*) *makarovi* L. K r i s h t. и *P.* (*Fortipecten*) *piltunensis* K h o m.

Фауна нижних горизонтов нижненутовского яруса на юго-восточном Сахалине содержит значительное количество видов, перешедших из окобыкайского яруса: *Modiolaria kryshfovichi* S i m., *Thracia kavranensis* I l y i n a, *Macoma optiva* (Y o k.), *M. nasuta* (C o n r a d), *Cardita crebricostata* K r a u s e, *Laevicardium taracaicum* Y o k., *Serripes* ex gr. *gronlandicus* (B r u g.), *Neptunea* (*Neptunea*) ex gr. *despecta* L. Кроме того, с самыми верхними слоями окобыкайского яруса нижний фаунистический комплекс нижненутовского яруса связан холодноводной группой *Liocyma fluctuosa* (G o u l d), представленной теми же двумя видами — *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) и *L. subfluctuosa* K h o m. Однако в отличие от аналогичных фаций нижележащего окобыкайского яруса в нижненутовских слоях прежде всего изменяется систематический состав представителей семейств Pectenidae. Обычный в окобыкайском и сертунайском ярусах *Pecten* (*Patinopecten*) *subyessoensis* Y o k., в слоях с *Laevicardium taracaicum* замещается *Pecten* (*Fortipecten*) *makarovi* L. K r i s h t. и другим крупным гребешком *Pecten* (*Fortipecten*) *piltunensis* K h o m. принадлежащим ныне вымершему подроду *Fortipecten*, характерному для плиоценовых отложений северо-западных окраин тихоокеанского бассейна и распространенному от Японских островов до Америки.

Впервые появляются молодые группы видов: *Acila* (*Truncacila*) ex gr. *cobboldiae* S o w., известная в плиоцене и ныне; плоский морской еж — *Echinarachnius parma* L a m., ныне обитающий в северной части Тихого океана и вдоль Арктического побережья Америки. Таким образом, присутствие в слоях с *Laevicardium taracaicum* Y o k. и *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) значительного количества форм холодноводного облика, казалось бы, согласуется с высказанной исследователями мыслью о существовании в верхнем миоцене и в нижнем плиоцене в широтах Сахалина, Японии и Калифорнии климата, более холодного, чем современный. Данные палеоклиматологии и наличие окобыкайских видов или их прямых потомков указывают на более тесную фаунистическую связь слоев с *Laevicardium taracaicum* Y o k. Южного Сахалина и слоев с группой *Serripes gronlandicus* (B r u g.) северной части острова с окобыкайским ярусом, чем с вышележащими слоями *Fortipecten takahashii* Y o k. Действительно, последние почти не содержат окобыкайских видов и отличаются теплолюбивой фауной с значительным количеством нижнеплиоценовых видов. Вместе с тем, в слоях с *Laevicardium taracaicum* Y o k. также появляются и достигают расцвета плиоценовые и современные группы видов: *Truncacila*, *Spisula polynyma* S t i m p., *Liocyma fluctuosa* (G o u l d), *Echinarachnius parma* L a m., плиоценовые формы Pectinidae. Эти факты имеют решающее значение при определении нижней стратиграфической границы нижненутовского яруса; эта граница совпадает с границей нижнего плиоцена. Она проводится по подошве слоев с *Laevicardium taracaicum* Y o k. и *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) и отвечает повсеместному изменению физико-географической обстановки, которое в совокупности с изменениями в составе фауны является надежным критерием при проведении стратиграфической границы между окобыкайским и нижненутовским ярусами.

Непосредственно выше слоев с массовым скоплением *Laevicardium taracaicum* Y o k. и *Liocyma fluctuosa* (G o u l d) залегают слои с *Pecten*

(*Fortipecten takahashii* Y o k. С этими слоями связано появление в разрезе конгломератов; в песчаниках наблюдается растительный детритус и кусочки бурого угля; характерно наличие нескольких горизонтов ракушников, переполненных крупными толстостенными раковинами *Fortipecten takahashii* Y o k.

Фаунистический комплекс слоев с *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k. имеет теплолюбивый облик. Здесь представлены теплолюбивые и стеногалинные формы песчаной сублиторали открытого бассейна нормальной морской солености.

Слои с группой *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k. характеризуются следующими видами: *Acila (Truncacila) insignis* G o u l d, *Yoldia kuluntunensis* S l o d., *Y. ochotensis* K h o m., *Clycymeris yessoensis* (S o w.), *Anadara (Anadara) trilineata* C o n r a d, *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k., *P. (Fortipecten) sachalinensis* I l y i n a, *Taras (Felaniella) gouldi* Y o k., *T. (Felaniella) parilis* (C o n r a d), *Pandora gretschischkini* S l o d., *Phacoides (Lucinoma) acutilineatus* (C o n r a d), *Clinocardium californiense* D e s h., *Cl. coosense* D a l l, *Pitaria gretschischkini* S l o d., *P. kavranensis* S l o d., *Chione (Securella) securis* (S h u m.), *Dosinia anguloides* N o m u r a, *Liocyma* ex gr. *fluctuosa* (G o u l d), *Macoma nasuta* (C o n r a d), *Macra (Spisula) polynyma* S t i p s. var. *voyi* G a b b, *M. (Pseudocardium) densata* C o n r a d, *Solen* cf. *krusensterni* S c h r., *Siliqua* ex gr. *costata* S a y, *Mya truncata* L., *M. japonica* J a y, *Panopa pleschakovi* (S i m.), *Saxicava pholadis* L., *Pholadidea penita* (C o n r a d), *Olivella pedroana* C o n r a d, *Neptunea (Neptunea) ex gr. despecta* L., *Trophon kamtschaticus* I l y i n a, *Cancellaria crawfordiana* D a l l, *Lara kamtschatica* I l y i n a, *Polinices (Euspira) galianoi* D a l l, *Turritella* sp., очень крупный *Valanus* sp.

Фациальный облик и систематический состав фауны слоев с группой *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k., близок составу и фациальному облику фауны слоев с *Dosinia ausiensis* I l y i n a сертунайского яруса. Указанное сходство усугубляется наличием близких и некоторых идентичных видов.

Вместе с тем, крупные чашевидные *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k. и *P. (Fortipecten) sachalinensis* I l y i n a, которым принадлежит самая значительная роль в нижнепеллютоновском ярусе юго-восточного Сахалина, неизвестны в отложениях сертунайского яруса. Сертунайскую замещает нижнепеллютоновая *Anadara (Anadara) trilineata* C o n r a d. Впервые появляется типичный *Clinocardium californiense* D e s h. и *Taras (Felaniella) parilis* C o n r a d. Наиболее раннее появление этих видов в северо-западных штатах Америки отмечено в нижнепеллютоновой свите эмпейр. В отличие от сертунайского яруса в слоях с группой *Pecten (Fortipecten) takahashii* Y o k. подрод *Spisula* представлен группой *Macra (Spisula) voyi* G a b b, появление которой в северо-западной Америке отмечено в нижнепеллютоновых отложениях Калифорнии. Фауна моллюсков нижних слоев нижнепеллютоновского яруса наиболее близка фауне свиты эмпейр Орегона. Общими и близкими видами являются: *Acila (Truncacila) empirensis* H o v e, *Anadara (Anadara) trilineata* C o n r a d, *Taras (Felaniella) parilis* C o n r a d, *Clinocardium coosensis* D a l l, *Cl. californiense* D e s h., *Macoma calcarea* G m e l., *Macoma nasuta* (C o n r a d), *Solen sicarius* G o u l, *Mya truncata* L., *Pholadidea penita* (C o n r a d), *Crepidula princeps* C o n r a d, *Polinices (Euspira) galianoi* D a l l, *Olivella pedroana* (C o n r a d) и другие моллюски.

В нижнеплиоценовых отложениях Калифорнии известна и *Mastra* (*Pseudocardium*) *densata* C o n g r a d. Наиболее вероятным возрастом слоев с *Cardium taracaicum* Y o k. и слоев с *Fortipecten takahashii* Y o k. считается нижнеплиоценовый возраст, принятый для свиты эмпайр стратиграфической комиссией в США в 1944 г.

В северо-западном Хоккайдо нижние слои нижненутовского яруса представлены слоями такикава, а на о-ве Хонсю свитой татунокути. Эти свиты, которым японские палеонтологи приписывают нижнеплиоценовый возраст, подобно нижним слоям нижненутовского яруса юго-восточного Сахалина характеризуются многочисленными экземплярами *Pecten* (*Fortipecten*) *takahashii* Y o k. и другими характерными видами: *Anadara* (*Anadara*) *trilineata* C o n g r a d, *Chione* (*Securella*) *securis* S h u m, *Dosinia angulosa* (P h i l l.), *Macoma optiva* (Y o k.), *Natica* (*Tectonatica*) *janthosoma* D e s h., составляющими руководящий комплекс нижнеплиоценовых слоев нижненутовского яруса.

СРЕДНЕНУТОВСКИЙ ЯРУС

На западном побережье Сахалина отложения, заключающие фауну среднего плиоцена, развиты по берегу Татарского пролива у мыса Уанди и на п-ове Шмидта к югу от устья р. Псякауф.

Свита уанди, впервые выделенная А. Н. Криштофовичем, сложена серыми песчаниками, заключающими многочисленные остатки морских моллюсков хорошей сохранности. Здесь найден комплекс теплолюбивых типично плиоценовых видов: *Pecten* (*Pallium*) *swiftii* B e r n. var. *etchegoini* A n d., *P.* (*Chlamys*) *tanassevitschi* K h o m., *Pododesmus macroschisma* D e s h., *Mytilus* (*Mytiloconcha*) ex gr. *coalingensis* A r n., *Pitaria gretschischkiniiformis* L a u t., *P. kavranensis* S l o d., *P. uandiensis* L a u t., *Crepidula princeps* C o n g r a d.

Взаимоотношение морских слоев мыса Уанди с рыхлой свитой оставалось невыясненным. А. Н. Криштофович [1932], впервые выделивший свиту уанди, отнес к ней также и слои, обнаженные у устья р. Трамбаус. и различал два горизонта — нижний морской и верхний угленосный. Фауна, собранная у р. Трамбаус (определения Ф. Г. Лаутеншлегера), не имеет общих видов с фауной слоев мыса Уанди и по геологическому возрасту близка к границе между верхним миоценом и нижним плиоценом. Напротив, слои мыса Уанди включают типичные плиоценовые виды в ассоциации с руководящим среднеплиоценовым *P.* (*Pallium*) *swiftii* B e r n. var. *etchegoini* A n d., распространенным в Японии, на Камчатке и в северо-западной Америке.

На Камчатке синхронные образования с *Pecten* (*Pallium*) *swiftii* B e r n. var. *etchegoini* A n d. представлены этолонской свитой в верху кавранской толщи. Все виды, встреченные в свите уанди, известны в этолонской свите, в том числе руководящий вид — крупный гребешок *Pecten* (*Pallium*) *swiftii* B e r n. var. *etchegoini* A n d.

Среднеплиоценовые отложения п-ова Шмидта представлены галечниками в основании помырской свиты. В составе гальки встречаются валуны более древних третичных пород, в том числе сахалинского яруса. Выше горизонта галечника залегают пески и пачки переслаивающихся песков и слюдистых глин. Видимая мощность помырской свиты около 600 м.

К горизонту галечника приурочены слои с *Mytiloconcha* ex gr. *coalingensis* A r n., характеризующиеся обильной и разнообразной фауной моллюсков, брахиопод, морских ежей, мшанок. Галька часто просверлена

фолами, и в порках сохраняются остатки раковин сверлильщика. Здесь представлены следующие виды пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков: *Acila (Truncacila) kamtschatica* Ily in a, *Pecten (Chlamys)*, *tanassevitschi* K h o m., *P. (Pallium) swiftii* B e r n. var. *piltukensis* K h o m., *P. (Fortipecten)* cf. *piltunensis* S l o d., *Pododesmus macroschisma* D e s h., *Mytilus (Mytiloconcha)* ex gr. *coalingensis* A r n., *Astarte alaskensis* D a l l, *Cardita crebricostata* K r a u s e, *C. matitukensis* S l o d., *Liocyma subflutuosa* K h o m., *Sanguinolaria petri* B a r t s c h, *Mactra (Spisula)* sp., *Mya truncata* L i n., *Panope (Panomya) arctica* L a m., *Saxicava orientalis* Y o k., *S. cf. pholadis* L i n., *Pholadidea penita* C o n r a d, *Plicifusus* sp., *Crepidula variabilis* K h o m., *Epitonium (Boreoscala) groenlandicum* B e r r., *E. borealis ochotensis* M i d d., *Natica clausa* B r o d. et S o w., *Terebratella* sp., *Echinarachnius* sp., *Balanus* sp.

В температурном отношении этот разнообразный комплекс менее тепловодный, по сравнению с фаунистическим комплексом мыса Уанди. В нем присутствует форма, типичная для холодноводных бассейнов — *Astarte borealis* D a l l, распространенная в плиоценовых отложениях Аляски и Северной Камчатки. Фауна плиоценовых отложений северо-западного Сахалина по систематическому составу ближе стоит к фауне плиоценовых отложений Камчатки, чем к фауне синхронных отложений Восточного Сахалина. Юго-восточный нижнеплиоценовый бассейн Сахалина более тяготеет к японскому плиоценовому бассейну, в то время как северо-западный плиоценовый бассейн Сахалина более тесно связан через Камчатку и Аляску с бассейном Калифорнии.

Основываясь на наличии в плиоценовых отложениях северо-западного Сахалина руководящих для этолонской свиты гребешков *Pecten (Pallium) swiftii* B e r n. var. *etchevoini* A n d. и *P. (Chlamys) tanassevitschi* K h o m., *Acila (Truncacila) kamtschatica* I l y i n a в сопровождении других характерных для этолонской свиты — *Pododesmus macroschisma* D e s h., *Pitaria kavranensis* S l o d., *Crepidula princeps* C o n r a d, *Mya truncata* L i n., *Pholadidea penita* C o n r a d и некоторых других видов, можно предположить, что возраст рассматриваемых слоев мыса Уанди и галечников помырской свиты близок к среднему плиоцену.

Выше слоев с *Mytiloconcha* ex gr. *coalingensis* A r n. в песках помырской свиты, отнесенных к верхнему плиоцену, найдены остатки лишь одного вида *Macoma calcaria* G m e l. Однообразие и скудность фауны, обнаруженной в песчаной толще, залегающей выше галечников, свидетельствует о регрессивном характере помырского бассейна.

ВЕРХНЕНУТОВСКИЙ ЯРУС

К верхненутовскому ярусу отнесены отложения, залегающие выше образований нижненутовского яруса. В Поронайском и Нышском районах отложения яруса представлены горизонтом песков нутовской свиты [Н. Д. Цитенко, 1946], или наднутовской свитой И. П. Хоменко, согласно покрывающим нижнюю подсвиту глин и песчаников нутовской свиты. Пески рыхлые светло-серые, желтоватые, разнотернистые, косослоистые, с линзами галечника, железистыми конкрециями, выклинивающимися пластами глин. В верхней части горизонта имеются крупные линзы светло-серого, часто ожелезненного крепкого песчаника с фауной крупных пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Этот горизонт песков назван слоями с *Tellina lutea* G r a y и *Siliqua costata* S a y. Характеризуются эти слои следующими видами моллюсков: *Yoldia (Cnesterium)*

anastasia K h o m., Y. (*Cnesterium*) *kuluntunensis* S l o d., Y. (*Cnesterium*) *ochotensis* K h o m., *Taras* (*Felaniella*) *usta* (G o u l d), *Serripes* ex gr. *grönlandicus* (B r u g.), *Moerella nipponica* T o k., (?), *Tellina lutea* G r a y, *Macoma nasuta* (C o n r a d), *Liocyma subfluctuosa* K h o m., *Siliqua costata* S a y, *S. alta* B r o d. et S o w., *Mactra* (*Spisula*) *polynyma* S t i m p. var. *ochotensis* I l y i n a, *Cryptomya californica* (C o n r a d), *Saxicava* sp., *Buccinum sachalinensis* Y o k., *Natica janthostoma* D e s h., *Cylichna af. orientalis* Y o k., *Echinarachnius parma* L a m.

В западных разрезах по рр. Поронай, Пильтун, в Джимданском районе, мощность горизонта песков уменьшается до 250—300 м. Пески мелкозернистые, светло-серые, косослоистые, с линзами крепких плитчатых синевато-серых песчаников, прослоями глин с растительным детритусом и линзами лигнита. В линзах и песках встречаются остатки фауны того же состава в ассоциации с *Siliqua costata* S a y.

В юго-восточной части острова отложения верхненутовского яруса залегают на слоях с *Pecten* (*Fortipecten*) *takahashii* Y o k. и в стратиграфической схеме третичных отложений Южного Сахалина соответствуют верхнему отделу верхнемаруямской подсвиты, который Л. С. Жидкова обозначила четвертым горизонтом маруямской свиты [1954]. Представлены отложения верхненутовского яруса толщей глинистых разнозернистых песков, голубовато-серых глин, рыхлых конгломератов, галечников, лигнитов. Для пород яруса в южной части острова также характерны явления поверхностного ожелезнения.

В отложениях верхней пачки верхнемаруямской подсвиты обнаружены современные виды моллюсков, обитающие в морях ДВК и обломки пород курасийской свиты. Этот факт свидетельствует о перерыве между слоями с *Pecten takahashii* Y o k. и «4-м горизонтом» маруямской свиты. По всей вероятности до начала образования отложений верхней пачки верхнемаруямской подсвиты на юго-восточном Сахалине были выведены на дневную поверхность и подвергались размыву более древние горизонты верхнего миоцена.

В нижней части разреза толщи верхненутовского яруса встречена фауна, представленная исключительно современными видами пластинчатожаберных моллюсков. Здесь найдены: *Macoma* ex gr. *brota* D a l l, *M. calcarea* G m e l., *Mya arenaria* L i n., обитающие в современных бореальных водах Тихого океана у берегов Камчатки, Сахалина, северо-западной Америки и Японии.

Современный облик этой фауны дает основание предполагать, что ее геологический возраст не может быть древнее верхнего плиоцена. В фациальном отношении эти формы принадлежат периодически осушаемой песчаной литорали мелководного морского бассейна. Косвенным доказательством молодого геологического возраста верхненутовских слоев юго-восточного Сахалина служит наличие стратиграфического перерыва, отделяющего их от слоев с *Pecten* (*Fortipecten*) *takahashii* Y o k.

Стратотипом верхненутовского яруса является верхненутовская свита северо-восточного Сахалина, сложенная мощной толщей охристых песков со стяжением рыхлого или уплотненного песчаника, содержащего окаменелости морских моллюсков, изученные И. П. Хоменко [1931].

В верхненутовском ярусе группа *Liocyma* приняла современный облик; преобладает типичная *Liocyma fluctuosa* G o u l d, ныне обитающая в холодных водах северо-западного сектора тихоокеанского бассейна.

Наиболее характерные для кверхенутовского фаунистического комплекса *Tellina lutea* Gray и *Mactra (Spisula) polynyma* Stimp. var. *ochotensis* Ilyina, *Siliqua costata* Say весьма близки современным формам, ныне обитающим у берегов Сахалина и Камчатки.

Таким образом, наличие современных холодноводных видов свидетельствует о молодом плиоценовом возрасте отложений верхне-нутовского яруса и согласуется с похолоданием климата, наступившим в верхнем плиоцене в приближении к ледниковому периоду.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Автор стоит на той точке зрения, что в настоящее время при существующем уровне наших знаний рассматривать ярус в качестве подразделения единой шкалы преждевременно. Более актуальной задачей является разработка дробных унифицированных стратиграфических схем, подразделенных на ярусы по отдельным крупным регионам и провинциям.

Практическая необходимость такой унифицированной схемы особенно велика для геологоразведочной службы Сахалина, где пестрота фаций породила множество локальных схем и затрудняет сопоставления разрезов отдельных площадей. Поэтому с целью обоснования разделения унифицированной дробной стратиграфической схемы третичных отложений островной дуги ДВК, пригодной для уверенных региональных и межрегиональных сопоставлений в качестве стратотипа, были выбраны третичные отложения Сахалина. Границы ярусов и подъярусов определялись при помощи двух основных факторов: 1) общей для северной части Тихого океана закономерности изменения фауны морских беспозвоночных и листовой флоры во времени и 2) крупных геологических событий, связанных с трансгрессиями и регрессиями, изменявшими пути миграции и условия существования фауны и флоры.

На состоявшемся в мае-июне 1959 г. в г. Охе на Сахалине Межведомственном стратиграфическом совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем для третичных отложений Сахалина были приняты стратиграфические границы дробных подразделений, строго соответствующие границам предложенных в настоящей статье ярусов и подъярусов. Однако в отношении номенклатуры и классификации подразделений совещание ограничилось выделением серий и свит. По мнению совещания, выделение ярусов — дело будущего, так как ярусы должны быть едиными для всей Тихоокеанской провинции, включая Северную Америку и Японские острова.

Мы не можем согласиться с принятым решением, отодвигающим практически важное дело выделения яруса в далекое будущее. Как показали результаты настоящих исследований, выделенные ярусы прослеживаются на территории СССР, более обширной по сравнению с Западной Европой, но уверенное выделение их в сопредельных иностранных территориях вряд ли будет возможно без проведения специальных исследований на местах (в США и Японии). Актуальным вопросом исследований ближайших лет явится уточнение границ между отделами единой шкалы применительно к унифицированной стратиграфической схеме третичных отложений Дальнего Востока.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С. Н. Условия накопления и нефтеносности отложений Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.
- Алексейчик С. Н., Кузина И. Н., Ратновский И. И. Стратиграфия третичных отложений Сахалина. Бюлл. МОИП, т. XXIX (5), 1954.
- Борсук М. О. Палеогеновая флора Сахалина (конгломератная и нижне-дуйская свиты). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 12, 1956.
- Ильина А. П. Фауна гастропод из третичных отложений западного побережья Камчатки. Тр. ВНИГРИ, сер. А, вып. 124, 1939.
- Ильина А. П. Моллюски неогеновых отложений южного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 10, 1954.
- Коган Н. Я. Стратиграфия и фауна третичных отложений юго-западной части Советского Сахалина. Тр. НГРИ, вып. 130, 1939.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор Дальнего Востока, 1932.
- Криштофович Л. В. Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 23, 1947.
- Криштофович Л. В. Моллюски третичных отложений южного Сахалина (нижние свиты). Тр. ВНИГРИ, вып. 10, 1954.
- Кузина И. Н., Ратновский И. И. Мачигарская свита п-ова Шмидта как опорный горизонт для сопоставления третичных отложений Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.
- Отука Я. Палеогеография третичных формаций Японии и прилегающих к ней районов. XVII Международный Геологический конгресс, 1937.
- Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.
- Симонова А. А. Фауна третичных отложений юго-восточной части Северного Сахалина. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 18, 1941.
- Слодкевич В. С. Третичные пелециподы Дальнего Востока. Палеонтология СССР. Изд-во АН СССР, т. X, ч. 3, вып. 18 и 19, 1938.
- Смехов Е. М. Геологическое строение о-ва Сахалина и его нефтегазосность. Тр. ВНИГРИ, вып. 6, 1953.
- Соломатина Л. Н. О нутовской свите Северного Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.
- Тихонович Н. Н. Полуостров Шмидта. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 82, 1914.
- Хоменко И. П. Новые данные по стратиграфии третичных пластов Восточного Сахалина. Стратиграфия третичных слоев юго-западного побережья полуострова Шмидта (Северного Сахалина). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 40, 1934.
- Хоменко И. П. Стратиграфия третичных отложений полуострова Шмидта (Северный Сахалин). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 103, 1938.
- Цитенко Н. Д. О разрезе третичных отложений Энгизальского района северо-западной части о-ва Сахалина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 99, 1956.
- Бюллетень № 1. Межведомственный стратиграфический комитет, 1958.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. ВСЕГЕИ, 1954.
- Стратиграфическая классификация и терминология. Межведомственный стратиграфический комитет. 1956.
- Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Тр. ВНИГРИ. Вып. 113, 1958.
- Bramlette M. N. The Monterey Formation of California and the Origin of its Siliceous Rocks. Geol. Sur. Profes. Paper 212, Washington, 1946.
- Etherington T. J. Stratigraphy and Fauna of the Astoria Miocene of South-West. Washington. Univ. Calif. Publ., Bull. Dep. Geol., т. 20, № 5, 1931, стр. 31—142, табл. 1—14.
- Grant U. and Gale H. Catalogue of the Marine Pliocene and Pleistocene Mollusca of California. Memoirs San Diego Society Natural History, т. 1, 1931, стр. 1—1036, табл. 1—32. San Diego, California, 1931.
- Geology of the Ishikari Coalfield, Hokkaido, Japan, 1956. Geological Survey of the Hokkaido Colliery and Steamship Co., Ltd. Japan.
- Hatai K. and Nisiyama. New Tertiary Mollusca from Japan. Journ. Paleont., т. 23, № 1, 1949, стр. 87—94, табл. 23, 24.
- Hirayama K. Thy Asagai Formation and its Molluscan Fossils etc. Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C, vol. 4, № 29, 1955, стр. 49—130, табл. I—V, Tokyo.

Hirayama K. Tertiary Mollusca from Hikoshima, Yamaguchi Prefectura, Japan, with Remarks on the Geological Age of the «Ashiya Fauna». Science Report of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C, Geology—Mineralogy and Geography, vol. V, No. 45, 1956, стр. 81—197, табл. I—VIII.

Iwai J. Kameno-o Formazion (Tertiary) of the Joban Coalfield. Short Papers from the Institute of Geology and Paleontology, Tohoku Univ., Sendai, № 1, 1950, стр. 59—77.

Kanehara K. On Some Tertiary Fossil Shells from Hokkaido (Jesso). Japan Journ. Geol. and Geogr., т. XIV, № 3—4, 1937, стр. 155—162, табл. XV, Tokyo.

Loel W. and Corey W. H. The Vaqueros formation Lower Miocene of California. I. Paleontology. Univ. Calif. Publ. Bull. Geol. т. 22, № 3, 1932, стр. 31—40, табл. 4—65, 2 maps.

Makiyama J. The Asagaian Molluscs of Jotukura and Matchgar. Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B, т. X, № 2, 1934, Art. 6, стр. 121—167, табл. III—VII, Kyoto.

Nagao Takumi. Paleogene fossils of the Island of Kyushu. Part I. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sec. ser. (Geology), т. IX, № 3, 1928, стр. 97(1) — 128(32), табл. XVIII (1) — XXII (V), Tokyo 8 Sendai.

Nagao Takumi. Paleogene fossils of the Island of Kyushu. Part II. Sci. Rep. Tohoku Univ., Sec. ser. (Geology), т. XII, № 1, 1928, стр. 11 (1) — 140 (130), табл. I—XVII. Tokyo, Sendai.

Nomura. A note on some Fossil Mollusca from the Takikawa beds of the Northwestern Part of Hokkaido, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ. II series (Geology), т. XVIII, № 1, 1935, стр. 31—39, табл. IV. Tokyo, Sendai.

Otuka Y. Tertiary structure of the Northwestern End of the Kitakami Mountainland. Iwate Prefecture, Japan. Bull. Earthquake Research Institute, Tokyo Univ., т. XII, ч. 3, Art. 38, 1934, стр. 566—638, табл. XLVII—LI.

Otuka Y. Middle Tertiary Mollusca from North Hokkaido and Zyoban Coal-Field, Japan. Journ. Geol. and Geogr., т. XIV, № 3—4, 1937, Trans. 13, стр. 167—171, табл. XVI, Tokyo.

Otuka Y. Miocene Mollusca from Teshio Province, Hokkaido, Japan. Journ. Geol. and Geogr., т. XVII, № 1 and 2, 1940, стр. 91—100, табл. XI.

Weaver Ch. E. Paleontology of the Marine tertiary formations of Oregon and Washington, ч. I—III. Univ. Wash. Publ. Geol., т. 5, 1943, Washington.

Weaver Ch. E., Beck S., Bramlette M. N. etc. Correlation of the Marine cenozoic formations of Western North America. Bull. Geol. Soc. America, т. 55, № 5, 1944, стр. 569—598, табл. 1.

Yokoyama M. Molluscan Remains from the Uppermost Part of the Jo-Ban Coal-Field. Journ. Coll. Sci. Univ. Tokyo, т. XLV, Art. 5, 1925, стр. 1—34, табл. I—VI. Tokyo.

Yokoyama M. Molluscan Remains from the Middle Part the Jo-Ban Coal-Field. Journ. Coll. Sci. Univ. Tokyo, т. XLV, Art. 7, 1925.

Yokoyama M. Molluscan Fossils from Karafto. Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo; sec. II, Geology, Mineralogy, Geography, Seismology, т. II, ч. 9, 1929, стр. 369—398, табл. LXXIV—LXXVI. Tokyo.

Yokoyama M. Tertiary Molluska from South Karafto. Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, т. II, ч. 10, 1930, стр. 407—418, табл. LXXVII—LXXX, Tokyo.

Yokoyama M. Neogene Shells from Karafto and the Hokkaido. Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. II, Geol., т. III, ч. 4, 1931, стр. 185—196, табл. X, Tokyo.

Yokoyama M. Neogene Shells from South Karafto. Imp. Geol. Survey of Japan. Report No. 111, Tokyo, 1932.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/06/22 : CIA-RDP80T00246A055900210001-8

Большой палеонтологический материал, собранный в данном районе, был определен разными исследователями: фораминиферы турне — О. Л. Липиной, фораминиферы визе и намюра — Т. И. Шлыковой и Л. В. Ростовцевой, кораллы — Т. А. Добролюбовой. Брахиоподы были монографически обработаны Н. Н. Лапиной, ею же в настоящей статье составлен раздел «Стратиграфические выводы». Стратиграфический очерк составлен В. А. Дедеевым. Описанная коллекция брахиопод хранится под № 597 в монографическом отделе музея Нефтяной геологии ВНИГРИ.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ТУРНЕЙСКИЙ ЯРУС

В бассейне р. Сибилей достоверно известны лишь отложения верхнего турне, сопоставляемые по комплексу брахиопод и фораминифер с кизеловским горизонтом.

К нижнему турне условно, по положению в разрезе, может быть отнесена толща светлых тонкозернистых, плитчатых, кварцевых и известково-кварцевых песчаников с прослоями серых и светло-серых тонкоплитчатых, листоватых глинистых и мергелистых сланцев. Их выходы известны лишь на северо-восточном склоне г. Паю-Пэ, где они выступают по ручьям, впадающим в р. Пензе-Яха. Никаких органических остатков в них не встречено. Мощность не превышает 100 м. Не исключена возможность, что при дальнейших исследованиях они могут быть отнесены к верхам верхнего девона.

К верхнему турне отнесены светло-серые массивные известняки, выступающие среди тундры на междуречье Сибилей и Пензе-Яха. Известняки плотные, органогенно-обломочные, местами конгломератовидные, сильно перекристаллизованные, сложены угловатоокатанными обломками органогенных, водорослевых известняков. В них был встречен богатый комплекс фораминифер: *Endothyra* cf. *tenuiseptata* L i p., *E. tenuiseptata* L i p. var. *vicina* G a n. et S c h l y k., *E. inflata* L i p., *E. inflata* L i p. var. *maxima* L i p., *E. formosa* S c h l y k., *Tournayella* aff. *moelleri* M a l a k h.

Данный комплекс фораминифер, по заключению Т. И. Шлыковой, свойственен верхним слоям кизеловского горизонта. Из брахиопод был встречен один экземпляр *Schuchertella* ? *reticulata* T o l m.

Общая мощность турнейского яруса не превышает 200 м. В силу плохой обнаженности района контакт между турнейскими и вышележащими визейскими отложениями недостаточно ясен. Скорее всего, имеется постепенный литологический переход.

ВИЗЕЙСКИЙ ЯРУС

Визейский ярус бассейна р. Щучьей представлен исключительно в карбонатных фациях. На основании фауны достоверно можно выделить средне- и верхневизейский подъярусы. Нижний визе, по-видимому, представлен аналогом тульского горизонта, по литологии и по фауне тесно связанным с низами среднего визе (алексинским горизонтом). Поэтому граница между нижним и средним визе в настоящее время выяснена недостаточно.

Н и ж н е в и з е й с к и й п о д ъ я р у с (?) сложен темно-серыми, темно-коричневыми плитчатыми, слегка глинистыми, битуминозными

известняками и массивными, конгломератовидными, темно-коричневыми битуминозными рифовыми известняками с *Leptaena* sp., *Gigantoproductus erebus* (F r c k s), *G. janischewskii* S a r., *Antiquatonia* cf. *insculpta* (M.-W.), *Brachythyris* cf. *suborbicularis* (H a l l) и *Athyris dedeevi* sp. n. Общая мощность нижнего визе не превышает 100 м.

Средневизейский подъярус представлен светло-серыми, плотными, конгломератовидными, битуминозными и темно-серыми слоистыми, сильно битуминозными известняками с банками гигантопродуктосов.

Среди этой толщи встречаются маломощные прослои сильно битуминозных кавернозных известняков с богатой фауной: *Gigantoproductus giganteus* (M a r t.), *G. janischewskii* (S a r.), *G. ex gr. maximus* (M'Co y), *Dibunophyllum turbinatum* M'Co y. Фауна этих прослоев соответствует нижнему — среднему визе в пределах разреза тульского и михайловского горизонтов.

Определенный из этих отложений многочисленный комплекс фораминифер следующий: *Hyperammia elegans* R a u s. et R e i t l., *Endothyra exilis* R a u s., *E. obsoleta* R a u s., *E. globulus* (E i c h w.) var. *numeralis* V i s s., *Eostaffella* ex gr. *mosquensis* V i s s., *E. tantilla* S c h l y k., *E. stricta* S c h l y k., *E. similis* R a u s. et R e i t l. var. *magna* R a u s., *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* K r e s t. et T h e o d., *A. convexus* G r o z d. et L e b., *A. inflatus* S c h l y k., *Climacammina* cf. *simplex* R a u s., *Monotaxis gibba* (M o e l l.). Комплекс этот соответствует низам среднего визе — алексинскому горизонту.

Несколько выше по разрезу, среди серых массивных слабо битуминозных известняков, также найдена фауна брахиопод и кораллов, из которых определены: *Chonetes papilionacea* P h i l l., *Linoproductus* sp., *Gigantoproductus janischewskii* S a r., *Clisiophyllum* aff. *maccoyanum* T h o m s o n, *Cl.* sp. ex gr., *Cl. maccoyanum* T h o m s o n, *Caninia* aff. *ussowi* G a b u n i a, *C. tictaensis* T o l m.

Эти известняки несколько моложе предыдущих и соответствуют, скорее всего, михайловскому горизонту.

Верхи средневизейского подъяруса представлены толщей серых, темно-серых массивных, частично перекристаллизованных известняков с *Dibunophyllum turbinatum* M'Co y и *Caninia cylindrica* S c o u l. (определение Т. В. Дорофеевой).

Определенный отсюда богатый комплекс фораминифер *Parastaffella* cf. *struvei* (M o e l l.), *P. candida* G a n., *Eostaffella* cf. *ikensis* V i s s., *E. cf. parastruvei* R a u s., *E. cf. proikensis* R a u s. var. *mstaensis* G a n., *Endothyra* cf. *crassa* B r a d y var. *intermedia* R a u s., *E. miranda* S c h l y k., *Millerella* aff. *pressula* G a n., *Tetrataxis* cf. *dentata* V i s s., *Climacammina* aff. *prisca* L i p., *Haplophragmella* aff. *fallax* R a u s., *Lituotubella* cf. *glomospiroides* R a u s. var. *magna* R a u s., *Archaediscus* ex gr. *moelleri* R a u s.) позволяет также говорить о средневизейском возрасте этих отложений, но наличие здесь *Caninia cylindrica* S c o u l. дает нам право отнести их не только к середине, но и к верхам среднего визе. Общая видимая мощность среднего визе не превышает 150—200 м.

Верхневизейский подъярус сложен мощной толщей серых, темно-серых массивных, реже толстоплитчатых битуминозных известняков, среди которых часто наблюдаются прослои сильно битуминозных ракушников с многочисленной фауной брахиопод, кораллов, фораминифер и др. По фауне и литологическим признакам верхний визе можно разделить на два горизонта: нижний и верхний.

Нижний горизонт верхнего визе представлен серыми и темно-серыми массивными плотными битуминозными известняками с прослоями сильно битуминозных черных ракушников с богатой фауной брахиопод, кораллов, строматопор, криноидей и др. Из общей коллекции фауны были определены: *Schizophoria* sp., *Meekella* sp., *Echinoconchus elegans* (M'Co y), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.) var. *transuralica* Solom., *Reticularia lineata* (Mart.), *Semiplanus mikhailovensis* Sar., *Spirifer sibilei* sp. n., *Neospirifer grünewaldtianus* (Jan.), *Composita trinuclea* (Hall), *Caninia* sp., *Lithostrotion* ex gr. *juncum* Flem., *Dibunophyllum vauhani* Salle, *Palaeosmillia* sp., *Arachnolasma sinense* Yabe et Hayasaka.

Верхний горизонт верхнего визе сложен темно-серыми плитчатыми, битуминозными органогенными известняками и ракушниками с прослоями массивных серых конгломератовидных известняков.

Из богатой коллекции брахиопод всего горизонта были определены: *Chonetes* (*Chonetes*) *dalmanianus* Kon., *Echinoconchus* ex gr. *punctatus* (Mart.), *Striatifera* ex gr. *magna* (Jan.), *Linoproductus* sp., *Antiquatonia insculpta* (M.-W.), *Marginifera schartymiensis* Jan., *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon* ? (Phill.), *Dielasma attenuatum* (Mart.), *Reticularia lineata* (Mart.), *Spirifer sibilei* Lapina sp. n., *Martinia glabra* (Mart.), *Martinia raguschensis* Jan.

Данный брахиоподовый комплекс позволяет сопоставлять его также с тарусско-стешевским комплексом отложений Подмосковского бассейна и верхней частью разреза нижнего карбона восточного склона Урала. Возможно, однако, что некоторая часть разреза включает и аналоги протвинского горизонта, так как здесь присутствуют формы, близкие к *Striatifera magna* (Jan.), встречающиеся только в протвинском горизонте. Весьма существенным является нахождение здесь *Marginifera schartymiensis* Jan. — формы, очень характерной для намюрского яруса. Вся остальная фауна состоит из форм, встречающихся только в тарусско-стешевских слоях Подмосковского бассейна.

Комплекс фораминифер: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitl. var. *minor* Raus., *Endothyra globulus* Eichw., *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A.* ex gr. *moelleri* Raus., *Climacamina* cf. *prisca* Lip., определенный Т. И. Шлыковой и Л. Ростовцевой из обоих горизонтов, также позволяет отнести эти отложения к верхневизейскому подъярису.

Мощность верхнего визе — 200—300 м, суммарная мощность всего визейского яруса не менее 500 м.

Рифовые известняки верхнего визе трансгрессивно перекрываются базальной толщей полимиктовых конгломератов и гравелитов низов намюрского яруса.

НАМЮРСКИЙ ЯРУС?

Намюрский ярус в бассейне р. Щучьей представлен мощной толщей терригенно-обломочных пород, выходы которых известны на р. Сибилей (в 100—150 м выше устья р. Пензе-Яха), в устье р. Пензе-Яха и в верхнем течении ручья Алавка (приток среднего течения р. Сибилей).

Нижние горизонты намюрского яруса сложены базальной толщей крупногалечных полимиктовых конгломератов с граувакковым цементом. В составе галек (некоторые размерами 30—40 см) обнаружены разнообразные уральские (?) породы интрузивного и вулканогенного циклов, начиная от доордовикских микроклинпертитовых и лейкократовых гранитов до среднепалеозойских спилитов, кварцевых альбитофиров, порфиров, диабазов, фельзитовых лав и их туфов. Обращает внимание обилие

в составе конгломерата обломков верхнесилурийских и девонских осадочных пород:

1. Зеленые мраморы и мраморизованные известняки предположительно верхнесилурийского возраста.
2. Светло-серые, серые, кремовые, розовые сливные известняки, близкие к герцинским рифовым известнякам хр. Сибилей.
3. Темно-серые, коричневые битуминозные известняки, вероятно, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста.
4. Полимиктовые гравелиты, граувакки, песчаники, известняки, глинистые, кремнистые, радиоляриевые сланцы, аналогичные встреченным в разрезе верхнего девона.

В более верхних горизонтах по р. Сибилей полимиктовые конгломераты постепенно замещаются известковыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с редкими гальками красных гранитов. Среди них часто встречаются линзы и линзовидные прослои серых конгломератовидных и глинистых битуминозных известняков с фауной: *Leptaena* sp., *Chonetes* sp., *Cancrinella undata* (D e f r.), *Productus* cf. *concinus* S o w., *Spirifer triangularis* (M a r t.), *Phricodothyris lineata* (M a r t.), *Dielasma* ex gr. *attenuatum* (M a r t.), *Dibunophyllum vauhani* S a l l., *Palaeosmilia murchisoni* E d w. et H e i m. Из фораминифер в этих известняках содержится следующий комплекс: *Hyperammia vulgaris* R a u s. et R e i t l., *Haplophragmina* cf. *kaschirica* R e i t l., *Forschia subangulata* (M o e l l.), *Endothyra* cf. *spirilliformis* B r., *E. crassa* B r. var. *crassa* B r., *E. crassa* B r. var. *sphaerica* R a u s. et R e i t l., *Bradyina* cf. *lepida* R e i t l., *Archaeidiscus* cf. *operosus* S c h l y k., *Arch. moelleri* R a u s., *Textularia longiseptata* L i p., *Climacammina prisca* L i p., *Monotaxis gibba* M o e l l., *Tetrataxis* ex gr. *pressula* M a l a k h., *Eostaffella proikensis* R a u s., *E. parastruvei* R a u s., *E. cf. okensis* V i s s.

Общая мощность терригенной толщи намюрского яруса, вскрытой на рр. Сибилей и Пензе-Яха, значительна (не менее 250 м).

Условно по положению в разрезе к более верхним горизонтам намюрского яруса отнесена мощная толща полимиктовых гравелитов, песчаников, глинистых, известково-глинистых сланцев и мергелей, вскрытых в верхнем течении ручья Алавка. Не исключена возможность, что эти породы в некоторой своей части являются фацialsными переходами вышеописанной толщи р. Сибилей.

Нижние горизонты этой толщи здесь также сложены грубообломочными породами: полимиктовыми, граувакковыми, реже полимиктово-аркозовыми песчаниками, гравелитами, переходящими в мелкогалечниковые конгломераты с включениями сильно измененных туфов.

Цемент полимиктовых конгломератов гравелито-глинистый, песчано-глинистый; у аркозовых песчаников — кремнистый, опаловидный. Мощность их менее 100 м.

Более верхние горизонты представлены толщей плитчатых, мелкозернистых, полимиктовых и известковых песчаников, глинистых, известково-глинистых, мергелистых сланцев с прослоями мергелей и глинистых известняков. Среди ленточно-слоистых, полосчатых, известково-глинистых сланцев встречаются караваеобразные, дискообразные конкреции серых битуминозных мергелей с пиритом. В средней части сланцевой толщи наблюдаются слои (до 20 м мощностью) тонкоплитчатых, глинистых, битуминозных известняков, по плоскостям наложения которых видны примазки твердых и полужидких битумов.

Несколько ниже, в обломках известковых песчаников, найдена смешанная фауна турнейского и визейского ярусов (?); *Schizophoria* sp., *Chonetes* sp., *Productus* sp., *Spirifer* sp., *Dielasma* sp. и другие полуокатанные обломки продуктид, хонетид, атирид. Комплекс фораминифер, определенный из этих песчаников — *Eostaffella* cf. *parastruvei* R a u s., *E.* cf. *pseudostruvei* R a u s. et R e i t l. var. *angusta* K i r., *Endothyra crassa* B r a d y var. *sphaerica* R a u s. et R e i t l., *Bradyina* sp. ex gr. *rotula* (E i c h w.), *B.* cf. *modica* G a n., *Globivalvulina* sp., *Glimacamina* aff. *patula* B r a d y, *Archaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* K r e s t. et T h e o d., *A.* cf. *grandiculus* S c h l y k., *A.* cf. *electus* G a n., *A.* cf. *convexus* G r o z d. et L e b., по заключению Т. И. Шлыковой, является переотложенным и характерен для турнейских и визейских отложений. Таким образом, на основании этой смешанной фауны достаточно определенно можно говорить, что возраст данных известковых песчаников и гравелитов, по крайней мере, моложе визейского яруса. На этом основании вышеописанную толщу терригенно-обломочных пород ручья Алавки мы условно относим к намюрскому ярусу, сопоставляя их с базальными отложениями р. Сибилей. Не исключена возможность, что при дальнейших, более детальных исследованиях, эта толща будет отнесена не только к намюрскому ярусу, но и к низам среднего карбона. Об этом говорят находки глыб известковых гравелитов и конгломератов-ракушников по р. Сибилей, выше протоки из оз. Нганораха-То, в которых наряду с переотложенной визейской фауной в цементе встречена среднекаменноугольная фауна фораминифер: *Pseudostaffella antiqua* D u t k., *Ps.* cf. *proozawai* K i r., *Profusulinella* sp., *Schubertella* ex gr. *obscura* L e e et C h e n. (заключение Л. Ростовцевой и Т. И. Шлыковой). Данные породы внешне не отличимы от аналогичных разновидностей, встречающихся по ручью Алавка.

Суммарная мощность намюрского яруса по р. Сибилей и ручью Алавка не менее 400—500 м.

Более молодых палеозойских отложений в бассейне р. Щучьей в настоящее время не обнаружено.

ОПИСАНИЕ БРАХИОПОД

СЕМЕЙСТВО SCHIZOPHORIDAE Schuchert et Levenco, 1929

Род SCHIZOPHORIA King, 1850

Schizophoria resupinata (M a r t i n), 1809

Табл. I. фиг. 1—2

1809. *Conchylolithes (Anomites) resupinata* M a r t i n. Petrificata Derbyensia, табл. XLIX, фиг. 13, 14.

1931. *Schizophoria resupinata* Р о т а й. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна, стр. 44 (синонимика там же).

Голотип *Conchylolithes (Anomites) resupinata* M a r t i n, 1809, табл. XLIX, фиг. 14, нижний карбон. Англия, Дебришир.

Этот вид, представляющий собой хорошо обособленную группу форм, легко отличающуюся от близких видов, много раз описывался в зарубежной и отечественной литературе, и поэтому мы не будем приводить здесь его описания, тем более, что совсем недавно он был кратко, но ясно охарактеризован Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской (1952, стр. 29).

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Сибилей, обн. 1044. Верхний горизонт верхневизейского подъяруса.

М а т е р и а л состоит из двенадцати экземпляров хорошей сохранности, представляющих и целые раковины, и разрозненные створки.

СЕМЕЙСТВО STROPHOMENIDAE King, 1846, emend. Sokolskaya, 1954

Род LEPTAENA Dalman, 1828

Leptaena sp.

Табл. I, фиг. 3—4

В нашем распоряжении имеется два обломка брюшных створок форм, принадлежащих к роду *Leptaena* s. lato. Определить видовую принадлежность их весьма затруднительно из-за не вполне удовлетворительной сохранности, но, по всей вероятности, они ближе всего стоят к группе *L. analoga* (Phill.).

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса. Обн. 1045. Намюрский ярус?

Подсемейство ORTHOTETINAE Waagen, 1884

Род SCHUCHERTELLA Girty, 1904

Schuchertella ? *reticulata* Tolmachev, 1924

Табл. I, фиг. 7

1924. *Schuchertella* ? *reticulata* Толмачев. Нижнекаменноугольная фауна Кузнецкого угленосного бассейна, стр. 207, табл. XIII, фиг. 1, 2.

Голотип *Schuchertella* ? *reticulata* Tolmachev, 1924, табл. XIII, фиг. 1, 2; турнейский ярус; Кузбасс, Барзасский район.

Имеющаяся в нашем распоряжении спинная створка ортотетины чрезвычайно сходна по всем признакам с описанной И. П. Толмачевым [1924] из турнейских отложений Кузнецкого бассейна *Schuchertella reticulata* Tolm. Если нет сомнения в том, что наша форма и кузбасская относятся к одному виду, то остается условной принадлежность этих форм к роду *Schuchertella* (в чем сомневался и сам И. П. Толмачев), так как в обоих случаях имеется по одной спинной створке и к тому же не вполне удовлетворительной сохранности, в особенности наш экземпляр. Тем не менее исключительно большое сходство, почти тождество нашей раковины с известной из заведомо турнейских отложений другого района, делает эту находку ценной для стратиграфических сопоставлений. Это вполне оправдывает краткое упоминание о ней в описании брахиопод рассматриваемого района.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Schuchertella* ? *reticulata* Tolm. известна из турнейских отложений Кузнецкого бассейна, но не имеет там, по-видимому, широкого распространения; как сообщает И. П. Толмачев, она была найдена только в одном пункте.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Пензе-Яха, обн. 1012 а. Верхний турне (по фораминиферам кизеловский горизонт).

СЕМЕЙСТВО CHONETIDAE Hall et Clarke, 1895

Род CHONETES Fischer, 1837

Подрод Chonetes Fischer, 1837

Chonetes (Chonetes) dalmanianus Koninck, 1843

Табл. I, фиг. 5—6

1843. *Chonetes dalmaniana* Koninck, Description des animaux fossiles, стр. 210, табл. XIII, фиг. 3; табл. XIII бис, фиг. 2.
 1847. *Chonetes dalmaniana* Koninck, Monogr. des genres Productus et Chonetes, стр. 193, табл. XIX, фиг. 3.
 1857—1863. *Chonetes dalmaniana* Davidson, British Carbonif. Brachiop., стр. 183, табл. XLVI, фиг. 7.
 1910. *Chonetes dalmaniana* Янишевский, Нижнекам. изв. около пос. Хабарового, стр. 41, табл. III, фиг. 7.
 1930. *Chonetes dalmanianus* Raeskelmann, Die fauna des deutsch. Untercarb., стр. 264, табл. XVII, фиг. 7—8.
 1950. *Chonetes (Chonetes) dalmanianus* Сокольская, Chonetidae Русской платформы, стр. 46, табл. V, фиг. 9—17.
 1952. *Chonetes (Chonetes) dalmanianus* Сарычева и Сокольская, Определитель. палеоз. брахиопод, стр. 65, табл. X, фиг. 59.

Голотип *Chonetes dalmaniana* Koninck, 1843, табл. XIII, фиг. 3. Нижний карбон. Бельгия.

Chonetes (Chonetes) dalmanianus Kon. неоднократно описывался в литературе, что исключает необходимость приведения описания его в настоящей статье.

Распространение. Этот вид встречается в Подмосковном бассейне, где он приурочен главным образом к стешевскому горизонту и в меньшей степени к протвинскому. На Урале он появляется в верхнем турне и встречается во всем нижнем визе. В Западной Европе он известен из визе главным образом нижнего.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса. Река Сибилей, обн. 1045. Намюрский ярус?

Материал — две брюшные створки.

СЕМЕЙСТВО PRODUCTIDAE Gray, 1840

Род ECHINOCONCHUS Weller, 1914

Echinoconchus ex gr. *punctatus* (Martin), 1809, emend. Thomas, 1914

Табл. I, фиг. 8

Имеющиеся в нашем распоряжении две брюшные створки не позволяют сделать какие-либо дополнения к описанию этого вида, в особенности после имеющегося уже в литературе подробного описания его, приведенного в недавней работе М. Э. Янишевского (1954, стр. 34). В то же время наши раковины отнесены пока к данному виду условно из-за не вполне удовлетворительной сохранности и главным образом потому, что они имеют значительно меньшие размеры по сравнению с размерами представителей этого вида из других районов его распространения.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Род *LINOPRODUCTUS* Chao, 1927

Linoproductus tenuistriatus (Vernouil) var. *transuralica* Solomina coll.

Табл. I, фиг. 9—11

1900. *Linoproductus tenuistriatus* Янишевский. Фауна каменноугольного известняка, выступающего по р. Шартымке, стр. 126, табл. I, фиг. 3.

Голотип *Linoproductus tenuistriatus* var. *transuralica* Solom., Янишевский, 1900, табл. I, фиг. 3. Нижний карбон, Намюрский ярус. Южный Урал.

Д и а г н о з. Раковина небольшая до 20 мм округло-прямоугольного очертания. Брюшная створка умеренно и равномерно выпуклая. Скульптура состоит из тонких отчетливых правильных ребер, разделенных узкими глубокими промежутками, и концентрических морщин на боковых частях в области ушков.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, не более 20 мм, округло-прямоугольного очертания, иногда удлинённая, чаще почти округло-квадратная, реже несколько вытянутая в ширину. Смычный край соответствует наибольшей ширине раковины. Брюшная створка, как правило, умеренно и равномерно выпуклая. Макушка хорошо обособлена крутыми примакушечными полями, заостренная, не выдающаяся за смычный край. Ушки более или менее хорошо обособлены, иногда оттянуты и имеют остроконечную форму. В области лобного края створка иногда суживается в виде раструба. Спинная створка имеет слабо вогнутый, почти плоский, висцеральный диск, образующий резкий перегиб в месте перехода в короткое переднее продолжение.

Скульптура состоит из радиальных ребер и поперечных складок. Ребра очень тонкие, более или менее правильные на всем протяжении. В средней части створки в 5 мм укладывается не менее 15—16 ребер. В задней трети длины раковины ребра иногда разветвляются или между ними возникают новые ребра. Правильность ребристости нарушается иногда и в местах появления шипов. Поперечные морщины на брюшной створке развиты только на ушках и прилегающих к ним боковых частях створки. На остальную поверхность створки морщины никогда не распространяются. На спинной же створке они покрывают весь висцеральный диск, но в срединной части несколько ослаблены по сравнению с боковыми частями и областью ушков. Шипы развиты очень редко, они наблюдаются в количестве от 1 до 2—4 на всю створку и располагаются беспорядочно. Внутреннее строение не могло быть изучено.

В о з р а с т н ы е и з м е н е н и я и и з м е н ч и в о с т ь. Возрастные изменения проявляются главным образом в степени выпуклости брюшной створки: от очень слабо выпуклой — у молодых раковин до значительно более выпуклой — у взрослых форм. Спинная створка на молодых стадиях роста имеет плоский или слабо вогнутый висцеральный диск, у взрослых форм еще имеется направленное под прямым углом к нему переднее продолжение.

Изменчивость проявляется прежде всего в очертаниях раковины, а также в степени обособленности ушков. Наиболее свойственными описываемому виду являются, по-видимому, округло-прямоугольные очертания ушков с несколько большей вытянутостью в ширину, а также округло-квадратная их форма. Реже встречаются раковины, вытянутые в длину.

Ушки почти всегда хорошо обособлены, но у одних раковин они прямоугольные, а у других вытянуты по длине смычного края, образуя острые углы.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Наибольшее сходство описываемых форм обнаруживается с формами, описанными Р. В. Соломиной с Шартымки и выделенными ею в разновидность широко распространенного в верхах нижнего карбона вида *Linoproductus tenuistriatus* (V e r n e i l). Особенно сходны мелкие формы этой разновидности, встречающейся на Шартымке, в то время как крупные раковины из этого местонахождения существенно отличаются от них и от наших форм и может быть заслуживают выделения в самостоятельную группу.

Р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Описываемая разновидность встречается в трех верхних горизонтах р. Шартымки, соответствующих намюру и низам башкирского яруса.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса.

М а т е р и а л представлен более чем 50 экземплярами брюшных и спинных створок.

Род *STRIATIFERA* C h a o, 1927

Striatifera ex gr. *magna* (J a n i s h e w s c k y), 1954

Табл. II, фиг. 1

В нашем материале имеется две спинные створки, по внешнему облику весьма напоминающие представителей *Striatifera magna* (J a n.). Эти створки крупные (до 65 мм длиной), слабо вытянутые, с характерной скульптурой, свойственной стриастиферам, со слабой концентрической морщинистостью на ушках и близлежащих к ним участках створки. Наиболее близкое сходство наших раковин обнаруживается с раковиной *Striatifera magna* (J a n.)! из серпуховских отложений Подмосковского бассейна, изображенной в работе Т. Г. Сарычевой [1937] на табл. II, фиг. 5. Отличием является только характер скульптуры, проявляющийся в несколько более тонкой радиальной ребристости у уральской формы, чем у подмосковной.

Несмотря на большое сходство наших форм со *Striatifera magna* (J a n.), мы относим их к этому виду пока условно, поскольку нет брюшной створки и неизвестно внутреннее строение.

Р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Представители *Striatifera magna* (J a n.) широко распространены в самых верхних горизонтах нижнего карбона Подмосковского бассейна, где они являются руководящими для протвинского и угловского горизонтов. Известны они и с Урала. На западном склоне они встречаются в верхних слоях нижнего карбона, а на восточном склоне появляются в значительно более древних отложениях, соответствующих верхней части окского подъяруса (р. Уй). В разрезе р. Шартымки этот вид встречается в самых верхних частях нижнего карбона (2-й и 3-й горизонты Л. С. Либровича, 1939, сопоставляемые с нижним намюром).

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Род *SEMIPLANUS* S a r y t c h e v a, 1952*Semiplanus mikhailovensis* S a r y t c h e v a, 1952

Табл. II, фиг. 2—4

1952. *Semiplanus mikhailovensis* С а р ы ч е в а и С о к о л ь с к а я. Определитель палеозойских брахиопод, стр. 120, табл. XXIII, фиг. 158.

Голотип *Semiplanus mikhailovensis* С а р ы ч е в а и С о к о л ь с к а я, 1952, табл. XXIII, фиг. 158. Нижний карбон. Михайловский горизонт. Подмосковский бассейн.

Д и а г н о з. Раковина небольшая, до 35 мм длиной, чаще удлиненная, умеренно выпуклая. Ушки небольшие, всегда отчетливо выраженные. Скульптура состоит из отчетливых тонких радиальных ребер, разделенных равными им промежутками, и тонких линий нарастания.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, до 30—35 мм, округло-прямоугольных очертаний, удлиненная. Смычной край соответствует наибольшей ширине раковины. Брюшная створка умеренно, но неравномерно выпуклая, с наибольшей выпуклостью в задней трети створки, в месте перехода висцеральной части в переднее продолжение. В этом месте образуется иногда резкий, почти коленчатый перегиб. После перегиба створка в средней части уплощается, но имеет довольно крутые боковые поля. Макушечная часть хорошо обособлена. Макушка широкая, слабо заостренная. Макушечный угол не менее 90°. Ушки небольшие, но всегда хорошо обособленные, часто оттянутые и заостренные. Синус отсутствует. Спинных створок в нашем материале нет. Скульптура состоит из тонких, большей частью волнистых радиальных ребер, разделенных равными им по ширине неглубокими промежутками. Ребра иногда разветвляются или сгущаются в местах появления шипов. Кроме радиальных ребер всегда ясно выражена концентрическая скульптура в виде довольно резких тонких линий нарастания, равномерно покрывающих всю раковину, особенно густо и часто неправильно располагающихся вблизи лобного края. По всей поверхности створки без определенного порядка располагаются шипы. Внутреннее строение не изучалось.

В о з р а с т н ы е и з м е н е н и я и и з м е н ч и в о с т ь. Возрастные изменения проявляются главным образом в форме раковины, значительно более выпуклой на молодых стадиях роста и постепенно уплощающейся, особенно в срединной части, на более поздних стадиях роста. Кроме того, с возрастом изменяется и характер скульптуры. Радиальные ребра из более или менее правильных, прямолинейных становятся извилистыми, сгущаются, часто разветвляются. Концентрические линии нарастания из слабо заметных на молодых стадиях роста превращаются в очень отчетливые, резкие и густо располагающиеся линии на более поздних стадиях роста. Особенно густы и неправильны они в области лобного края.

Изменчивыми признаками являются степень выпуклости брюшной створки в задней трети ее длины и до некоторой степени ее форма. У одних раковин выпуклость более или менее умеренная в месте перехода висцеральной части в уплощенное переднее продолжение, у других этот перегиб очень резкий и даже коленчатый. Форма же раковины варьирует — наряду с удлиненно-прямоугольными раковинами, каких подавляющее

большинство, имеются (несколько экземпляров) почти квадратно-округлые с приблизительно одинаковыми длиной и шириной.

Распространение и возраст. Этот вид известен из алексинского и михайловского горизонтов Подмосковного бассейна.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса.

Род *ANTIQUATONIA* Miloradovich, 1945

Antiquatonia insculpta (Muir-Wood), 1928

Табл. II, фиг. 5

1928. *Productus insculptus* Muir-Wood, The British Carbonif. Producti, стр. 89, табл. III, фиг. 10—12.

1949. *Antiquatonia insculpta* Сарычева, Морфология, экология и эволюция подмосковских каменноугольных продуктид, стр. 202, табл. XXVI, фиг. 3—6; табл. XXVII, фиг. 1—8.

Голотип *Productus insculptus* Muir-Wood, 1928, фиг. 10. Нижний карбон, визейский ярус. Англия.

Этот вид [1949] очень подробно был описан Т. Г. Сарычевой по подмосковному материалу. Имеющиеся у нас раковины вполне соответствуют этому описанию и не позволяют сделать каких-либо добавлений.

Распространение. *Antiquatonia insculpta* (Muir-Wood) широко распространена в различных областях развития нижнего карбона. На территории СССР особенно широким распространением этот вид пользуется в Подмосковном бассейне, где он характерен для тарусского и главным образом стешевского горизонтов. Т. Г. Сарычевой он указывается также из верхневизейских отложений Тянь-Шаня, Ю. Урала и Донбасса. За пределами СССР амплитуда его стратиграфического распространения значительно шире. Так, в Англии и Шотландии он встречается в отложениях зоны D₂ (аналоги окского подъяруса). В Германии близкие формы (aff. *insculpta*) указываются Пекельманом из верхней части нижнего карбона.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Материал представлен тремя экземплярами хорошей сохранности.

Antiquatonia cf. *insculpta* (Muir-Wood), 1928

Табл. II, фиг. 6

В нашей коллекции имеется один экземпляр, по внешнему виду больше всего напоминающий *Antiquatonia insculpta* (Muir-Wood). Эта раковина сходна с типичными представителями *Antiquatonia insculpta* (Muir-Wood) как по общей форме, так и по строению синуса, продолжающегося как будто до самого лобного края и имеющего постоянную ширину. Однако полной уверенности в принадлежности нашей раковины к этому виду нет, потому что из-за не вполне удовлетворительной сохранности указанные признаки все же не четко выражены, причем главным образом повреждена скульптура, так как целиком уничтожен верхний слой раковины.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.

Род *MARGINIFERA* Waagen, 1884*Marginifera schartymiensis* Janyschewsky, 1900

Табл. III, фиг. 1—3

1900. *Marginifera schartymiensis* Янишевский. Фауна каменноугольного известняка р. Шартымки, стр. 133, табл. II, фиг. 16—18.

Лектотип *Marginifera schartymiensis* Янишевский, 1900, стр. 133, табл. II, фиг. 16. Нижний карбон. Южный Урал, Шартымка.

Имеющиеся в нашей коллекции семь экземпляров раковин хорошей сохранности аналогичны маргиниферам, распространенным в пятом (го-ниатитовом) горизонте шартымского разреза и известным под названием *Marginifera schartymiensis* Jan. Некоторым незначительным отличием наших раковин от шартымских являются несколько большие размеры их.

Сравнения. Близким видом к *Marginifera schartymiensis* Jan. является распространенная примерно в синхроничных и несколько более молодых отложениях Урала (башкирский ярус — низы московского) *Marginifera confina* (Ei n.), но раковины описываемого вида отличаются от принадлежащих к *M. confina* (Ei n.) удлинненными очертаниями и более грубой радиальной скульптурой, хотя некоторые обломанные экземпляры со слабо выраженной скульптурой трудно отличимы от *M. confina* (Ei n.).

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

СЕМЕЙСТВО RHYNCHONELLIDAE, Gray, 1848

Род *CAMAROTOECHIA* Hallet Clarke, 1894*Camarotoechia* ex gr. *pleurodon*? (Phillips), 1836

Табл. III, фиг. 4

В нашем материале имеется часть раковины, определить видовую принадлежность которой весьма затруднительно, потому что обломана вся передняя ее часть. Однако по характеру ребристости и степени выпуклости створок (о чем скорее можно предполагать) эта форма вероятнее всего принадлежит к данному виду, хотя полной уверенности в этом нет.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

СЕМЕЙСТВО SPIRIFERIDAE King, 1846

Род *SPIRIFER* Sowerby, 1815, emend. Semichatova, 1941*Spirifer triangularis* (Martin), 1809

Табл. III, фиг. 5

1809. *Conchyliolithes* (*Anomites*) *triangularis* Martin. Petrificata Derbyensia, табл. XXXVI, фиг. 2.

1857—1862. *Spirifer triangularis* Davidson. British Carbonif. Brachiopoda, стр. 27, табл. V, фиг. 16—24.

1910. *Spirifer triangularis* Янишевский. Нижнекаменноугольный известняк около пос. Хабарного, стр. 90, табл. XI, фиг. 11, 14.

1918. *Spirifer triangularis* Я н и ш е в с к и й. Материалы к изучению нижнекаменноугольной фауны Ферганы, стр. 84, табл. VI, фиг. 2, 6.
 1931. *Spirifer triangularis* Р о т а й. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна, стр. 77, табл. X, фиг. 2, 3, 17, 18.

Голотип *Conchylolithes (Anomites) triangularis*. M a r t i n, 1809, табл. XXXVI, фиг. 2. Нижний карбон, Англия.

Имеющийся в нашем распоряжении обломок части раковины не позволяет дать описание этой формы, но дает возможность установить несомненную принадлежность ее к *Spirifer triangularis* (M a r t.). У этой формы имеются очень грубые остроугольные неветвящиеся ребра, разделенные широкими и глубокими угловатыми промежутками, а также такой характерный для рассматриваемого вида признак, как срединное ребро, располагающееся на дне синуса и появляющееся примерно со середины длины брюшной створки.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Spirifer triangularis* (M a r t i n) принадлежит к числу редко встречающихся видов, особенно на Урале. Он известен из визейских отложений Западной Европы (Англо-Бельгийский бассейн), из визе Ферганы, восточного склона Урала (Хабарное) и Донбасса. В последнем районе он встречается в отложениях свиты Д.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Сибилей, обн. 1045. Намюрский ярус?

Spirifer sibilei L a p i n a sp. n.

Табл. III, фиг. 6—9

Голотип *Spirifer sibilei*, табл. III, фиг. 6. Полярный Урал, р. Сибилей. Визейский ярус.

Д и а г н о з. Раковина небольшая, до 33 мм, от ромбоидальной у молодых форм до овальной, вытянутой в ширину, у взрослых форм, умеренно выпуклая. Синус отчетливый, но не резкий. Склоны синуса плоские или слабо выпуклые. Ребра плавно выпуклы. Ветвление ребер у молодых форм наблюдается только в синусе, у взрослых распространяется на всю створку.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, до 33 мм в ширину. Очертания раковины у молодых форм округло-ромбоидальные, у взрослых округло-ромбоидальные, но приближающиеся к овальным или овальные, вытянутые в ширину. Брюшная створка умеренно и равномерно выпуклая. Наибольшая ширина всегда находится на середине длины створки. Смычный край всегда значительно короче наибольшей ширины раковины. Макушка узкая, слабо завернутая, немного заходящая за смычный край. Макушечный угол чаще меньше прямого, но иногда бывает больше его, особенно у взрослых форм. Арея невысокая, всегда треугольная, с острыми концами, слабо выпуклая и очень короткая: у взрослых раковин она соответствует половине ширины раковины, у молодых короче его более чем в три раза. На поверхности ареи видны тонкие углубленные поперечные штрихи. Синус нерезкий. У взрослых форм он сравнительно хорошо развит и имеет вид неглубокой бороздки, постепенно расширяющейся и углубляющейся к лобному краю; у молодых раковин он слабо развит или даже совсем не выражен, но всегда имеется хорошо развитый языковидный выступ. Склоны синуса очень пологие, слегка выпуклые. Спинная створка у большинства экземпляров имеет почти такую же выпуклость

как брюшная, однако у некоторых взрослых форм она бывает несколько менее выпукла, чем брюшная. Срединное возвышение одинаково хорошо развито на всех стадиях роста. Оно отчетливо выражено даже у форм со слабо развитым синусом. Поверхность обеих створок несет правильные довольно широкие выпуклые радиальные ребра. Количество ребер увеличивается разветвлением. У молодых экземпляров оно наблюдается только в синусе и на срединном возвышении, у взрослых — на всей поверхности обеих створок и начинается обычно почти от самой макушки. При хорошей сохранности на некоторых экземплярах видны сближенные нитевидные концентрические линии нарастания.

Внутри брюшной створки имеются две тонкие зубные пластины, начинающиеся в самом кончике макушки и отклоненные друг от друга своими основаниями. По мере удаления от кончика макушки пластины становятся тоньше и сильно расходятся.

Возрастные изменения и изменчивость. Возрастные изменения проявляются главным образом в очертаниях раковины. Как отмечалось, у молодых форм раковины имеют округло-ромбоидальные очертания. С возрастом раковина становится шире и приобретает овальные очертания с вытянутостью в ширину. В соответствии с этим изменяются и линейные соотношения длины ареи и ширины раковины. У молодых форм длина ареи в три с лишним раза меньше наибольшей ширины, у взрослых же экземпляров наибольшая ширина не более, чем в два раза превышает длину ареи. Наконец, с возрастом изменяется и характер скульптуры. У молодых форм ребра довольно широкие, недихотомизирующие, кроме узкой области синуса. У взрослых раковин сильно развито ветвление, распространяющееся на всей поверхности обеих створок, отчего создается впечатление более тонкой ребристости у взрослых форм по сравнению с ребристостью молодых.

Изменчивость представителей описываемого вида проявляется в значительно меньшей степени, чем возрастные изменения. Изменчивости подвержены только общие очертания и степень выпуклости створок. У одних форм очертания раковины почти правильно овальные, у других еще сохраняется некоторая ромбоидальность, унаследованная от молодых форм. Что касается степени выпуклости створок, то, как правило, обе створки приблизительно одинаково и всегда умеренно выпуклые, но у некоторых форм степень выпуклости варьирует и чаще всего выпуклее бывает спинная створка.

Сравнения. Из всех известных видов описываемые формы более всего походят на представителей группы *Spirifer pseudotrigonalis* Semich. и прежде всего на самого *Sp. pseudotrigonalis* Semich. Сходство это проявляется главным образом в очертаниях раковины, в умеренной выпуклости створок и, в отдельных случаях, в характере ребристости, в особенности у молодых форм.

Имеется значительное сходство в очертаниях и с представителями другого вида из этой же группы — со *Spirifer multicostatus* Schweitzerow, однако все остальные признаки сравниваемых видов существенно различны.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Материал — около 50 экземпляров целых раковин хорошей сохранности.

Spirifer sp.

Табл. IV, фиг. 1

Определение видовой принадлежности имеющейся у нас формы, представленной частью брюшной створки, в силу плохой сохранности, не представляется возможным. Самое большее, что можно предполагать на основании характера скульптуры, это то, что она, возможно, относится к спириферам группы *Spirifer trigonalis* (M a r t.). Однако такое предположение более чем условно.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Ручей Алавка, обн. 1047. Гравелиты, условно отнесенные к намюру.

Род *NEOSPIRIFER* F r e d e r i c k s, 1919, emend.

I v a n o v e t I v a n o v a, 1937

Neospirifer grünewaldtianus (J a n i s c h e w s k y), 1900

Табл. IV, фиг. 2

1900. *Spirifer grünewaldtianus* Я н и ш е в с к и й. Фауна каменноугольного известняка р. Шартымки, стр. 138, табл. I, фиг. 5—6.

Лектотип *Spirifer grünewaldtianus* Я н и ш е в с к и й, 1900, табл. I, фиг. 6. Визейский ярус. Южный Урал, Шартымка.

Первоначальное описание данного вида было приведено в работе М. Э. Янишевского по р. Шартымке. Поскольку описание М. Э. Янишевского недостаточно полное и работа эта теперь уже стала библиографической редкостью, считаем необходимым привести здесь описание данного вида.

О п и с а н и е. Раковина некрупная, до 36—38 мм, полукруглого или округло-треугольного очертания. Смычный край соответствует наибольшей ширине раковины или несколько меньше ее. Брюшная створка слабо и умеренно выпуклая. Кардинальные углы почти равны прямому и несколько закруглены. Макушка узкая, заостренная, слабо приподнятая над смычным краем, слегка выступающая за него. Арея уплощенная, невысокая, треугольная, с наибольшей высотой под макушкой и суживающаяся по направлению к бокам. Плечики ареи заостренные. Сразу же от макушки начинается синус в виде резкой глубокой борозды, постепенно расширяющейся по направлению к лобному краю. Боковые склоны синуса довольно крутые, ограниченные двумя резкими ребрами. У лобного края синус образует слабо выраженный язычок. Вся раковина покрыта резкими угловатыми ребрами, увеличивающимися в числе путем ветвления и обнаруживающими слабую пучковатость. Ребра ветвятся в синусе и на боковых частях створки преимущественно вблизи макушечной части. Иногда на раковине имеются резкие, но очень редкие концентрические линии нарастания и при хорошей сохранности видны очень тонкие концентрические рубчики. Спинных створок в нашем материале нет.

Внутреннее строение нельзя было изучить из-за плохой сохранности макушечных частей раковин.

В о з р а с т н ы е и з м е н е н и я и и з м е н ч и в о с т ь. Возрастные изменения, судя по нашему материалу и материалу с р. Шартымки из коллекции М. Э. Янишевского и Р. В. Соломиной, проявляются главным образом в очертаниях раковины от округло-квадратной — у молодых раковин до почти полукруглой, несколько вытянутой в ширину, и

округло-треугольной — у взрослых. Кроме того, с возрастом животного изменяется несколько характер синуса. На молодых стадиях роста синус глубокий и узкий и остается таким почти на всем протяжении, слабо расширяясь только у самого лобного края. У взрослых раковин синус становится сравнительно широким уже во второй половине длины створки.

Сравнения и замечания. *Neospirifer grünewaldtianus* (J a n.) походит на *Spirifer striatus* (M a r t.), но отличается от него значительно меньшими размерами и главным образом грубыми и угловатыми ребрами. От близкого *Neospirifer attenuatus* (M a r t.) описываемый вид также отличается характером ребристости. Некоторое сходство его обнаруживается с представителями группы *Spirifer gröberi* S c h w. из серпуховских отложений Подмосквовного бассейна. Это сходство проявляется в характере ветвления ребер и особенно в ясно выраженной у обоих видов пучковатости ребер, по всем же остальным признакам эти виды резко различны.

Распространение и возраст. Представители описываемого вида известны только из гониатитовых слоев р. Шартымки. Не исключено, однако, что этот вид имеет гораздо более широкое распространение, так как возможно, что формы, часто фигурирующие в списках под названием *Spirifer attenuatus* M a r t. и *Sp. striatus* M a r t. в действительности принадлежат к *Neospirifer grünewaldtianus* (J a n.).

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса.

Материал представлен одной брюшной створкой хорошей сохранности и несколькими обломками.

Род *BRACHYTHYRIS* M'C o y, 1884

Brachythyris cf. *suborbicularis* (H a l l), 1858

Табл. IV, фиг. 3

Голотип *Spirifer suborbicularis* H a l l, 1858, стр. 664. Нижний карбон. Сев. Америка.

В нашем материале имеется единственная спинная створка, по внешнему виду напоминающая описанных Веллером (Weller, 1914, стр. 374, табл. XI) *Brachythyris suborbicularis* (H a l l) из верхнетурнейских и переходных от турнейских к визейским отложений бассейна р. Миссисипи (формации keokuk и burlington). Очень похожими являются общие очертания, характер выпуклости створки, тип скульптуры из широких плавно округлых неветвящихся ребер, крупный размер створки, характер срединного возвышения. Несмотря на казалось бы полное сходство нашего экземпляра с северо-американскими *Brachythyris suborbicularis* (H a l l) мы воздерживаемся от безусловного отождествления этих форм, поскольку имеется только спинная створка и совершенно неизвестно внутреннее строение.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.

Подсемейство MARTINIINAE Waagen, 1884

Род MARTINIA McCoy, 1844

Martinia raguschensis Janyschewsky, 1954

Табл. IV, фиг. 4—6

1954. *Martinia raguschensis* Янишевский, Фауна брахиопод нижнего карбона Ленингр. обл., стр. 132, табл. XLV, фиг. 9—11.

Голотип *Martinia raguschensis* Янишевский, 1954, табл. XIV, фиг. 9. Визейский ярус. Ленинградская область.

Имеющиеся раковины очень похожи на те, которые М. Э. Янишевский описал [1954] под названием *Martinia raguschensis* Jan. Единственным отличием наших раковин от типичных представителей этого вида является их несколько меньший размер. Все же остальные признаки вполне соответствуют тем, которые указываются М. Э. Янишевским для рассматриваемого вида, что исключает надобность в повторном описании его.

Распространение. До сих пор этот вид был известен по монографии М. Э. Янишевского только из Подмосковского бассейна, где он встречается в отложениях окского подъяруса северо-западного крыла (Ленинградская область). Формы, по внешнему виду очень близкие к описываемым, известны автору из верхов нижнего карбона р. Исети на Урале.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Материал — около двадцати экземпляров полных раковин.

Martinia glabra (Martin), 1809

Табл. IV, фиг. 12

1809. *Anomites glaber* Martin. Petrificata Derbyensia, табл. IX, фиг. 9, 10.

1857—1863. *Spirifera glaber* Davidson. British Carbonif. Brachiopoda, стр. 59, табл. XI, фиг. 2, 7, табл. XII, фиг. 3.

1918. *Spirifer (Martinia) glaber* Янишевский. Материалы к изучению нижне-каменноугольной фауны Ферганы, стр. 99, табл. IV, фиг. 6, табл. V, фиг. 35.

1936. *Spirifer (Martinia) glaber* Эйно. Стратиграфия и руководящая брахиоподовая фауна надугленосной толщи. . . , стр. 40, табл. VII, фиг. 4, 5.

1952. *Martinia glabra* Сарычева и Сокольская. Определитель палеозойских брахиопод, стр. 215, табл. LXIV, фиг. 361.

Голотип *Anomites glaber* Мартин, 1809, табл. IX, фиг. 9, 10. Нижний карбон. Англия.

В литературе имеются подробные описания этого вида, что исключает необходимость приведения его в настоящей статье.

Распространение. *Martinia glabra* (Mart.) широко распространена в отложениях всего визейского яруса Подмосковского бассейна, Донбасса и Урала. Она встречается в визе Западной Европы.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Материал представлен одной неполной брюшной створкой.

СЕМЕЙСТВО ATHYRIDAE Phillips, 1841

Род *COMPOSITA* Brown, 1849, emend. Buckman, 1906*Composita trinuclea* (Hall), 1856

Табл. IV, фиг. 7—10

1856. *Terebratula trinuclea* Hall, Report of the Geol. Survey of Iowa, стр. 7.1914. *Composita trinuclea* Weller. The Mississippian Brachiopoda, стр. 486, табл. XXXI, фиг. 16—45 (синонимика там же).Голотип *Composita trinuclea* Weller, 1914, табл. LXXXI, фиг. 32. Нижний карбон. Северная Америка.

Диагноз. Раковина небольшая, до 26 мм в ширину, ромбоидального или пентагонального очертания, умеренно выпуклая. Форамен небольшой. Брюшная створка всегда с синусом от макушки до лобного края, спинная створка с ясно выраженным срединным возвышением. Лобный край чаще с глубоким изгибом.

Описание. Раковина небольшая, не более 26 мм в ширину ромбоидального у молодых или пентагонального очертания у взрослых форм. Брюшная створка умеренно выпуклая. От самой макушки начинается синус, сначала в виде узкой довольно глубокой бороздки, а потом переходит в широкое углубление, продолжающееся до самого лобного края. Лобный край имеет иногда, особенно у взрослых форм, длинный языкообразный выступ. Макушка несколько приподнята над смычным краем и у взрослых экземпляров немного выдается за него. В самом ее кончике имеется небольшой форамен. Спинная створка также умеренно выпуклая, как и брюшная. Макушка очень маленькая, очень слабо приподнятая над смычным краем. От самой макушки начинается срединное возвышение, всегда хорошо выраженное на всем протяжении до самого лобного края. На поверхности раковины, при хорошей сохранности, видны концентрические линии нарастания, сближенные в задней половине раковины и разреженные ближе к лобному краю.

Внутреннее строение не изучалось, так как у всех экземпляров обломаны кончики макушек.

Возрастные изменения и изменчивость. Возрастные изменения проявляются в характере очертаний раковины от ромбоидальной у молодых форм до пентагональной, какая наблюдается у большинства взрослых форм. Кроме того, с возрастом изменяется характер синуса и степень развития языкообразного выступа у лобного края. У молодых форм синус часто прослеживается в виде бороздки, слабо расширяющейся к лобному краю и не образующей выступа, а у взрослых раковин синус в большинстве случаев бывает резко выражен и только очень редко уплощен, а срединная лопасть всегда очень сильно развита.

Изменчивость описываемого вида, по-видимому, очень невелика. Как можно заключить по небольшому количеству имеющихся у нас раковин взрослых форм, изменчивыми являются степень выраженности синуса, всегда, впрочем, хорошо выраженного, но имеющего иногда то большую, то меньшую глубину, а также степень развития языкообразного выступа у лобного края.

Сравнения. Описываемый вид представляет собой резко обособленную таксономическую единицу с весьма характерными особенностями, не свойственными другим видам рассматриваемого семейства, поэтому очень близких видов, с которыми он мог бы быть спутан, не

имеется. Следует отметить то обстоятельство, что уральские представители *Composita trinuclea* (Hall) имеют некоторые отличия от своих североамериканских сородичей, заключающиеся в том, что у молодых форм с Урала очень редко наблюдаются вытянутые в длину раковины, как это имеет место у описанных Веллером, а чаще всего и почти всегда они, имея ромбоидальные очертания, бывают вытянуты в ширину. Кроме того, у уральских форм никогда, по крайней мере судя по имеющемуся материалу, не наблюдается раздвоения или даже тенденции к раздвоению срединного возвышения на спинной створке, как это имеет место у американских.

Распространение. *Composita trinuclea* (Hall) наибольшим распространением пользуется в североамериканском нижнем карбоне, где этот вид встречается во всем визе (Salem limestone, St. Louis limestone и Ste. Genevieve limestone) и на юге (формация Chester). Д. В. Наливкиным он указывался из визе Казахстана.

Местонахождение. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса.

Род *ATHYRIS* М'Соу, 1844

Athyris dedeevi Lapina sp. n.

Табл. IV, фиг. 11

Голотип *Athyris dedeevi*, табл. IV, фиг. 11. Нижневизейский подъярус. Полярный Урал.

Диагноз. Раковина размером до 30 мм в ширину, почти правильно ромбоидального очертания. Наибольшая ширина находится на середине длины раковины. Обе створки умеренно выпуклые. Смычный край у макушки изогнут под тупым углом. Синус слабо выраженный, срединное возвышение отчетливое. Лобный край имеет очень резкий и широкий языкообразный изгиб. Поверхность покрыта несколькими (3—4) резкими поперечными линиями нарастания, образующими небольшие уступы.

Описание. Раковина не более 30 мм шириной, почти правильно ромбоидального очертания. Брюшная створка умеренно выпуклая. Макушка острая, приподнятая над смычным краем и слегка заходящая за него. Смычный край длинный, с тупоугольным перегибом у макушки. Боковые края створки совершенно прямые, при слиянии с лобным краем образующие острые оттянутые углы. Синус слабо выражен, имеет вид очень пологого углубления, расширяющегося по направлению к лобному краю. У лобного края синус образует глубокий и очень резкий изгиб. Спинная створка тоже умеренно выпуклая, но в меньшей степени, чем брюшная. Срединное возвышение, почти совсем не выраженное в задней половине створки, начиная с середины длины, становится более или менее хорошо выраженным, а у лобного края даже резким. Скульптура состоит из резких линий нарастания, сравнительно редко расположенных (3—4) и образующих отчетливые уступы. Кроме того, имеются еще очень тонкие сближенные линии нарастания. Внутреннее строение в деталях не наблюдалось из-за особенностей сохранности, но у имеющейся единственной раковины на открытом участке с поврежденным верхним слоем можно было видеть следы коротких зубных пластин.

С р а в н е н и я. Описываемый вид настолько своеобразен благодаря характерному внешнему виду раковины его представителей, что трудно найти что-либо похожее на него. Из всех известных атирид некоторое сходство этого вида и то весьма отдаленное имеется с верхнедевонским *Anathyris helmerseni* (В и с h.). Оно выражается только в несколько похожих очертаниях раковины с оттянутыми и заостренными боковыми краями. Все же остальные признаки сравниваемых видов резко различны.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Сибилей, обн. 1013. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.

М а т е р и а л представлен одной полной раковиной.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Анализ брахиоподовой фауны нижнего карбона района бассейна р. Щучьей приводит к заключению о значительной обедненности брахиоподового комплекса нижнего карбона этой области по сравнению с комплексом многих других районов Урала, а также Тимана и Подмосковского бассейна. Эта обедненность сказывается прежде всего в небольшом количестве видов, особенно в нижней части разреза визейской толщи. Наряду с этим наблюдается иногда изобилие индивидуумов одного и того же вида, что имеет место в верхневизейской части разреза, где развиты рифогенные фации. Это своеобразие фауны брахиопод находится, очевидно, в связи с тем, что на рассматриваемой территории развиты осадки эпиконтинентального бассейна, имевшего несколько замкнутый характер и отличавшегося в этом отношении от открытого уральского бассейна.

На основании брахиоподовой фауны в разрезе нижнего карбона можно выделить верхнюю часть турнейского яруса и все три подъяруса в визе, соответствующие трем его подразделениям на Русской платформе. Такое подразделение подтверждается и распространением фауны фораминифер.

Самыми древними образованиями, охарактеризованными фауной, являются отложения верхнего турне. В них был обнаружен богатый комплекс фораминифер, позволяющий сопоставить эту часть разреза с отложениями кизеловского горизонта Русской платформы и Урала. Из брахиопод здесь нами была найдена единственная форма, относящаяся к *Schuchertella? reticulata* T o l m. Эта находка менее точно, чем фораминиферы, может указывать на возраст заключающих ее отложений, но все же по ее присутствию можно говорить о том, что возраст этих слоев является верхнетурнейским.

Вышележащая толща отложений по присутствию в ней характерных нижневизейских гигантопродуктусов, относящихся к *Gigantoproductus erebus* (F r c k s.) [= *Gigantoproductus mirus* (F r c k s.)] и *G. janischewskii* (S a r.), вполне определенно может быть сопоставлена с нижней частью визейского яруса Урала и с тульско-алексинским комплексом отложений Подмосковского бассейна. Первая форма очень характерна для тульского горизонта Подмосковского бассейна и его аналогов в более восточных районах Русской платформы и Урала. Вторая известна пока только из подмосковского карбона, где она является руководящим ископаемым для отложений алексинского горизонта. Совместное нахождение двух этих форм, характеризующих по отдельности пограничные слои двух подъярусов, ниже- и средневизейского, затрудняет отделение их друг от друга. Сопутствующий этим двум формам остальной брахиоподовый

комплекс не является сколько-нибудь характерным, поскольку он представлен либо новыми формами (*Athyris dedeevi* L a p i n a), либо формами, положение которых в разрезе не совпадает со стратиграфическим распространением их в разрезах других районов. К последней категории относятся следующие три формы: *Leptaena* sp., *Antiquatonia* cf. *insculpta* (M.-W.) и *Brachythyris* cf. *suborbicularis* (H a l l). Первая форма может встречаться в отложениях всего нижнего карбона от основания турне до низов среднего карбона включительно. Вторая форма очень близка к встречающимся во всем визе, но преимущественно в верхнем, представителям *Antiquatonia insculpta* (M.-W.). Третья форма чрезвычайно сходна с представителями *Brachythyris suborbicularis* (H a l l) из отложений североамериканского нижнего карбона, соответствующих верхним горизонтам турне и пограничным с ними слоям визейского яруса. Заметим, что присутствие этой формы в разрезе рассматриваемого района сближает этот разрез с североамериканским. В пользу этого свидетельствует, кроме того, и то обстоятельство, что близкие к нашей форме представители рода *Brachythyris* известны из отложений этой же части разреза нижнего карбона некоторых районов северо-восточного Казахстана (Карагандинский бассейн) и более южных его областей (Бет-Пак-Дала), где эти формы встречаются в комплексе с рядом других видов, свойственных только североамериканскому карбону.

Менее полно охарактеризованными брахиоподами являются вышележащие отложения средневизейского подъяруса. Основной фон брахиоподового комплекса этой части разреза составляют банкообразные скопления гигантопродуктусов, среди которых были определены *Gigantoproductus giganteus* (M a r t.), *G. janischewskii* (S a r.) и *G. ex gr. maximus* (M' C o u). Все три формы характеризуют отложения нижней части визейского яруса в пределах окского подъяруса Русской платформы и Урала, но не дают возможности расчленить эту толщу на горизонты, выделяемые в этом подъярусе. По присутствию трех этих видов гигантопродуктусов и по их массовым банкообразным скоплениям с полной определенностью можно говорить о непосредственной связи средневизейского полярного бассейна с бассейнами других частей Урала.

Вышележащие отложения, относимые к верхневизейскому подъярусу, характеризуются наиболее богатым и разнообразным комплексом брахиопод во всем разрезе нижнего карбона рассматриваемого района. Это разнообразие брахиоподового комплекса связано с широким развитием здесь рифогенных фаций, основными рифообразующими организмами которых являются брахиоподы. В целом комплекс брахиопод верхневизейского подъяруса, несмотря на наличие в нем ряда общих форм с комплексом нижележащих отложений, представляет четко обособленное видовое сообщество, представленное следующими формами: *Schizophoria resupinata* (M a r t.), *Chonetes* (*Chonetes*) *dalmanianus* K o n., *Echinoconchus* ex gr. *punctatus* (M a r t.), *Linoproductus tenuistriatus* (V e r n.) var. *transuralica* S o l o m. in coll., *Striatifera* ex gr. *magna* (J a n.), *Semiplanus mikhailovensis* S a r., *Antiquatonia insculpta* (M.-W.), *Marginifera schartymiensis* J a n., *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon*? (P h i l l.), *Spirifer sibilei* L a p i n a, *Neospirifer grünewaldtianus* (J a n.), *Martinia raguschensis* J a n., *M. glabra* (M a r t.), *Composita trinuclea* (H a l l).

Перечисленное брахиоподовое сообщество с полной определенностью позволяет сопоставлять охарактеризованные им слои с тарусско-стешевским комплексом отложений Подмосковного бассейна в целом и их аналогами в более восточных частях Русской платформы и Урала, но пока

без разграничения этих горизонтов. Самое большее, что удастся сделать в отношении более дробного расчленения, это выделить нижнюю и верхнюю части верхневизейского подъяруса.

В нижней части его присутствует три категории видов. К первой из них относятся формы, встречающиеся в других районах в более древних отложениях и принадлежащие к следующим двум видам: *Semiplanus mikhailovensis* S a r. (алексинский и михайловский горизонты Подмосковной котловины) и *Composita trinuclea* (H a l l) (преимущественно аналоги среднего визе Европы). Ко второй категории видов относятся формы новые, представленные в нашем материале только одним видом — *Spirifer sibilei* L a p. sp. n. В отношении этого вида необходимо отметить то важное обстоятельство, что он приурочен в нашем районе к совершенно определенному интервалу разреза — только к нижней части верхневизейского подъяруса.

Третьей и главной составной группой брахиоподового комплекса нижней части верхневизейского подъяруса является группа видов, впервые появляющихся в этой части разреза нашего района. Сюда относятся *Linoproductus tenuistriatus* (V e r n.) var. *transuralica* S o l o m. и *Neospirifer grünewaldtianus* (J a n.). Эти виды характерны для самых верхних слоев визейского яруса в других районах (р. Шартымка). Очень важно, что *Linoproductus tenuistriatus* (V e r n.) var. *transuralica* S o l o m. встречен только в одном горизонте в разрезе и представлен здесь огромным количеством экземпляров, поэтому наряду с совместно с ним встреченным *Spirifer sibilei* L a p. sp. n. может служить «руководящим» видом для рассматриваемых слоев. Таким образом, р у к о в о д я щ и м к о м п л е к с о м нижней части верхневизейского подъяруса можно считать совместное присутствие массовых *Linoproductus tenuistriatus* (V e r n.) var. *transuralica* S o l o m. и *Spirifer sibilei* L a b. sp. n. наряду с массовыми же *Semiplanus mikhailovensis* S a r. и рядом других менее характерных форм, встречающихся в других районах в более древних слоях.

Брахиоподовый комплекс верхней части верхневизейского подъяруса имеет значительно более молодой облик по сравнению с предыдущим. Здесь, наряду с единично встреченными формами, характеризующими обычно значительно более древние отложения, к которым относятся *Schizophoria resupinata* (M a r t.), *Echinoconchus* ex gr. *punctatus* (M a r t.) и *Martinia glabra* (M a r t.), появляются формы, свойственные самым верхним горизонтам нижнекаменноугольного разреза. Такими формами являются следующие: *Chonetes* (*Chonetes*) *dalmanianus* K o n., *Striatifera* ex gr. *magna* (J a n.), *Antiquatonia insculpta* (M.-W.), *Marginifera schartymiensis* J a n., *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon*? (P h i l l.), *Martinia raguschensis* J a n.

Среди этого комплекса *Chonetes* (*Chonetes*) *dalmanianus* K o n., *Antiquatonia insculpta* (M.-W.) и *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon*? (P h i l l.) свойственны тарусским и стешевским отложениям Русской платформы и их аналогам в других районах. Две другие формы — *Striatifera* ex gr. *magna* (J a n.) и *Marginifera schartymiensis* J a n. — характеризуют уже значительно более молодые отложения, соответствующие намюрскому ярусу в понимании большинства исследователей (см. решения Всесоюзного Совещания по карбону, ВНИГРИ, 1951). Первая форма характерна для протвинского горизонта Русской платформы, вторая — для самых верхов нижнего карбона, соответствующих верхнему намюру и отчасти низам среднего карбона (р. Шартымка). Таким образом, не ис-

ключена возможность того, что некоторая часть верхней половины верхневизейского подъяруса может соответствовать слоям, моложе серпуховских.

Одной из характерных особенностей верхневизейского брахиоподового комплекса является отсутствие в нем в отличие от других районов распространения верхневизейских отложений такой характерной для них группы брахиопод, как стриастиферы. Повсеместно на Урале, Тимане и более западных областях, относящихся к платформе, а также в пределах северо-западного крыла Подмосковного бассейна, верхняя часть нижнего карбона в объеме тарусско-стешевского комплекса отложений характеризуется присутствием в них банкообразных скоплений стриастифер, принадлежащих в большинстве своем к *Striatifera striata* (F i s c h.) или близким к нему видам, отчего эти слои и датируются часто как стриастифовые. Этого, однако, не наблюдается в разрезе нижнего карбона района бассейна р. Щучьей. Здесь стриастиферы почти совсем отсутствуют, кроме одной формы и то не вполне определенно отнесенной к этому роду [*Striatifera* ex gr. *magna* (J a n.)].

В этом отношении верхняя часть разреза визейского яруса этого района очень близка к разрезу верхней части североамериканского нижнего карбона, где также совершенно отсутствует эта группа брахиопод. Указанное обстоятельство свидетельствует, как нам кажется, о значительно более тесной связи верхневизейского бассейна рассматриваемого района с североамериканским, чем с бассейнами более южных частей уральского геосинклинального бассейна, Тимана и других близлежащих областей. Во всяком случае можно утверждать, что если такая связь с соседними бассейнами и существовала, то была весьма затрудненной. Таким образом, из анализа брахиоподовой фауны можно сделать вывод, что нижняя и средняя части разреза визейского яруса Сибилейского района, характеризующиеся массовым развитием в них гигантопродуктусов, аналогичны разрезам остальной части Урала и более западных областей, а верхняя часть в объеме серпуховского подъяруса более близка к североамериканскому типу разреза.

Вышележащая толща отложений, условно отнесенная к намюру, почти не содержит характерных брахиопод, а также фораминифер, и возраст ее может оцениваться скорее по стратиграфическому положению. Брахиоподовый комплекс этой части разреза составляют следующие виды: *Leptaena* sp., *Chonetes* sp., *Cancerinella undata* (D e f r.), *Productus* cf. *concinus* S o w., *Spirifer triangularis* (M a r t.), *Phricodothyris lineata* (M a r t.) и *Diclasma* ex gr. *attenuatum* (M a r t.).

Как видно, весь комплекс в целом является более или менее свойственным верхним слоям нижнего карбона. В нем присутствуют формы, обычно встречающиеся в верхнем визе, намюре и даже заходящие в средний карбон [*Productus concinns* S o w. и *Phricodothyris lineata* (M a r t.)]. Таким образом, по фауне брахиопод намюрский возраст рассматриваемой толщи пород не может быть доказан.

Разрез нижнего карбона бассейна р. Щучьей заканчивается мощной толщей грубообломочных пород, почти совершенно лишенных остатков брахиопод, кроме нескольких отпечатков и ядер, определенных лишь до рода. Среди них имеется только единственный экземпляр спирифера, определенный как *Spirifer* sp., возможно, относящийся к группе *Spirifer trigonalis* (M a r t.), позволяющий поэтому сделать допущение, что возраст заключающих его пород, вероятно, не древнее верхнего визе.

ЛИТЕРАТУРА

- Дедеев В. А. Каменноугольные отложения восточного склона Полярного Урала. Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы, проведенное в г. Свердловске в 1956 г. Тезисы докладов. Изд. Мин-ва геол. и охраны недр СССР и АН СССР, Л., 1956.
- Ротай А. П. Брахиоподы и стратиграфия нижнего карбона Донецкого бассейна. Тр. Главн. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 73, 1931.
- Сарычева Т. Г. Нижнекаменноугольные продукты Подмосковского бассейна (р. р. *Striatifera*, *Linoproductus*, *Cancrinella*). Тр. ПИН АН СССР, т. VI, вып. I, 1937.
- Либрович Л. С. Каменноугольные отложения районов р. Шартымки и верховий р. Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 114, 1939.
- Сарычева Т. Г. Морфология, экология и эволюция подмосковных каменноугольных продуктид (роды *Dictyoclostus*, *Pugilis* и *Antiquatonia*). Тр. ПИН АН СССР, т. XVIII, 1949.
- Сарычева Т. Г. и Сокольская А. Н. Определитель палеозойских брахиопод Подмосковной котловины. Тр. ПИН АН СССР, т. XXXVIII, 1952.
- Сокольская А. Н. *Chonetidae* Русской платформы. Тр. ПИН АН СССР, т. XXVII, 1950.
- Толмачев И. П. Нижнекаменноугольная фауна Кузнецкого угленосного бассейна. Ч. I. Мат. по общей и прикл. геологии, вып. 25, 1924.
- Толмачев И. П. Нижнекаменноугольная фауна Кузнецкого угленосного бассейна. Ч. II. Изд. Главн. геол.-разв. упр., 1932.
- Эйно О. Л. Стратиграфия и руководящая брахиоподовая фауна известняков надугленосной толщи нижнего карбона Кизеловского района на Урале. Уральск. научно-исслед. геол.-развед. институт, 1936.
- Янишевский М. Э. Фауна каменноугольного известняка, выступающего по р. Шартымке на Ю. Урале. Тр. Казанск. общ. естествоиспыт., т. XXXIV, вып. 5, 1900.
- Янишевский М. Э. Нижнекаменноугольный известняк около пос. Хабарового. Изв. Томск. технолог. института, 1910.
- Янишевский М. Э. Материалы к изучению нижнекаменноугольной фауны Ферганы. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 162, 1918.
- Янишевский М. Э. Фауна брахиопод нижнего карбона Ленинградской области. Изд. ЛГУ им. Жданова, 1954.
- Davidson T. British Carboniferous Brachiopoda. Monogr. Brit. Foss. Brach., v. II, part. V, N 4, 1857—1863.
- Hall J. Report of the Geol. Survey of the State of Iowa, 1858.
- Koninck L. Description des animaux fossiles, qui se trouvent dans le terrain Carbonifere de Belgique, 1843.
- Koninck L. Monographie des genres *Productus* et *Chonetes*. Recherches sur les animaux fossiles. Pt. I, 1847.
- Martin W. Petrificata Derbyensia, or Figures and Descriptions of Petrificate collected in Derbyshire, 1809.
- Muir-Wood H. The British Carboniferous Producti. Mem. Geol. Surv. Great Brit. Palaeontology, v. III, part, I, 1928.
- Raackelmann W. Die Fauna des deutschen Untercarbons. Teil I. Abh. der Preuss. Geol. Landesanst. Heft 122, 1930.
- Weller S. The Mississippian Brachiopoda of the Mississippi Valley Basin. Illinois state Geol. Surv. Monograph I, 1914.

*Палеонтологический сборник, 2**Е. М. ЛЮТКЕВИЧ, О. В. ЛОБАНОВА*

**ПЕЛЕЦИПОДЫ АЛЫКАЕВСКОЙ ФАУНЫ
ИЗ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА**

ВВЕДЕНИЕ

Впервые пермские отложения Сибири стали изучаться в Кузбассе, где отложения фаунистически определенного нижнего карбона покрываются острогской свитой; последняя перекрывается угленосными отложениями балахонской, безугольной (кузнецкой) и кольчугинской свитами.

Свиты угленосных отложений Кузбасса охарактеризованы флорой и фауной пелеципод и отчасти остракод солоноватоводных и пресноводных фаций, чередующихся между собой в разрезе.

Принято считать, что слои балахонской свиты ложатся на слои острогской свиты без перерыва. Это допущение, или вернее, неточное наблюдение, не может быть верным, так как в острогской свите мощностью от 60 до 600 м имеется только один пропласток с морской фауной, лежащий выше подошвы свиты на 200 м и измеряемый всего несколькими сантиметрами. Поэтому нет оснований считать слои острогской свиты, лежащие над пластом с морской фауной и не содержащие даже ее микроскопических обломков, одновозрастными, как с нижележащими слоями острогской свиты, так и балахонской свиты, охарактеризованной другой фауной. Резких и легко прослеживающихся следов перерыва не наблюдается в разрезе острогской свиты, так же, как и выше — в основании балахонской свиты. Однако это еще не означает, что перерыва между ними нет. Наоборот, есть фаунистические данные, говорящие о наличии этого перерыва, выраженного в исчезновении в вышележащих слоях балахонской свиты фауны брахиопод, мшанок и пелеципод, встреченных в тонком пропластке нижней части острогской свиты.

Несмотря на то, что палеонтологических работ по верхнему палеозою Кузбасса гораздо больше, чем по другим районам Сибири, до сих пор нет общепризнанной точки зрения на стратиграфию его отложений. По вопросу о возрасте угленосных отложений Кузбасса существуют несколько точек зрения, из которых выделяются две резко различные. Одни считают все угленосные отложения Кузбасса каменноугольными, относя острогскую свиту к визейскому ярусу нижнего карбона, и лишь кольчугинскую свиту, прежде считавшуюся также каменноугольной, теперь относят к нижней перми. Другие — начиная с острогской свиты, считают отложения всего разреза пермскими, выделяя верхний отдел перми, начиная с верхов балахонской свиты или с безугольной (кузнецкой) свиты.

Казалось бы, все эти вопросы могли бы быть разрешены при установлении возраста острогской свиты, содержащей один пласт с морской

фауной брахиопод, мшанок и пелеципод. Но поскольку исследователи этих групп ископаемых организмов, главным образом брахиопод, не могут прийти к одинаковому заключению, то нет смысла ломать копья из-за возраста острогской свиты, так как не только от его установления зависит возраст вышележащих отложений.

Возраст угленосных отложений Кузбасса должен устанавливаться сопоставлением фаун и флор различных угленосных бассейнов материка Ангарида и областей развития отложений верхнего палеозоя Евразии.

К северу и северо-востоку от Кузбасса расположены области развития пермских и каменноугольных отложений в Тунгусском бассейне и на Таймыре, где разрез слагается морскими отложениями всего карбона, всей нижней перми и частично верхней перми.

К югу и юго-западу от Кузбасса расположены такие впадины как Зайсанская, Карагандинская и Тенгизская также с развитием в них отложений верхнего палеозоя, но с разрезом карбона, венчающимся нижней пермью, судя по современным данным изученности. К ним мы и обращаемся для сравнения содержащейся в них фауны пелеципод с фауной пелеципод из угленосных отложений Кузбасса.

У нас сосредоточилась коллекция пелеципод из казахстанских районов, собранная геологами Г. И. Сократовым в Калбинском хребте в горах Куламбай, В. К. Василенко из Кендырлыкской мульды хребта Саури, А. В. Андреевым из Тенгизской впадины.

Прежде чем перейти к описанию этой фауны, остановимся кратко на историческом обзоре исследований верхнепалеозойских фауны и флоры из этих и близлежащих районов. Долгое время вся фауна пелеципод Кузбасса считалась эндемичной и не находила себе аналогов среди фаун других районов распространения пермских и карбоновых отложений.

Первое указание на нахождение пелеципод, одинаковых с кузбасскими, имеется в работе Е. М. Люткевича [1941]. В ней из верхнепермских отложений Западного Таймыра приводится ряд видов, отмечавшихся прежде только в угленосных отложениях Кузбасса. Позднее, в монографии Е. М. Люткевича [1951] даются изображения и подробные описания этих форм из угленосных отложений верхней перми Западного Таймыра, сопоставляемых по фауне пелеципод и флоре с ишаново-кемеровской толщей балахонской свиты и с кольчугинской свитой Кузбасса.

Указание на нахождение нижнепермских отложений в Зайсанской котловине (гора Чакельмес, чакельмесская свита) мы находим в работе В. П. Нехорошева [1935]. В этой работе приведены предварительные данные определений Г. Н. Фредерикса брахиопод и пелеципод, отнесенных им к нижней перми, но без сопоставления с близлежащими районами и Кузбассом.

В 1937 г. в работе Г. И. Сократова «Основные черты геологического строения Калбы» указывается, что из верхней части нижнепермской толщи (район гор. Куламбай), лежащей на нижнем карбоне, им была собрана фауна пелеципод, переданная нам на определение; описание этой фауны и приводится ниже. Следует отметить, что из этих отложений Е. Ф. Чирковой была определена нижнепермская флора, имеющая аналоги в Кузбассе и сопоставляемая ею с флорой томской свиты М. Д. Залесского (нижняя часть балахонской свиты), также относящаяся последним к нижней перми.

М. Ф. Нейбург в работе 1951 г. оспаривает отнесение В. П. Нехорошевым чакельмесской свиты к нижней перми и датирует ее в пределах:

верхи визе — намюр. Это уточнение возраста чакельмесской свиты, подтвержденное также и по фауне, важно для сопоставления с отложениями, лежащими стратиграфически выше, откуда нами описывается фауна пелеципод. Свиты Г. И. Сократова 1937, отнесенные им к нижней перми и выделенные в Калбинском хребте, относятся М. Ф. Нейбург к верхам визе — среднему карбону.

В 1954 г. появилась работа Р. Н. Бенедиктовой о находках пелеципод алыкаевской фауны за пределами Кузбасса, что указывает на ошибочность представлений об эндемичности фауны пелеципод Кузбасса также и для нижних горизонтов балахонской свиты. В этой работе приводятся списки пелеципод, собранных в северо-восточном Казахстане из Кайнаминского угольного месторождения, расположенного на левом берегу р. Иртыш, ниже г. Семипалатинска. Автором указываются: *Mrassiella magniforma* R a g., *Mr. magniforma* R a g. var. *sinuata* B e n., *Mr. cf. ovata* K h a l f., *Mr. concinna* K h a l f., *Augea longa* K h a l f., *Anthraconauta* sp. (cf. *A. ampla* K h a l f.), *Antraconauta* sp. n. 1, sp. n. 2, сопоставляемые с алыкаевской фауной пелеципод Кузбасса. Материал наших коллекций с Калбинского хребта и из Тенгизской и Кендырликской впадин, описание которого дается ниже, с еще большей определенностью убеждает в неверности представления о фауне Кузбасса, как об эндемичной. Наоборот, аналоги ее находятся далеко за пределами бассейна как к северу, так и к юго-западу от него. Фауна наших коллекций, собранных с гор Кулабай, Калбинского хребта, из районов оз. Тенгиз и из Кендырликской мульды хребта Саур, хорошо параллелизуется с фауной из мазуровско-алыкаевской толщи низов балахонской свиты Кузбасса. Этот вывод о сопоставлении с разрезом угленосных отложений Кузбасса идентичен заключению, сделанному Р. Н. Бенедиктовой по материалу из северо-восточного Казахстана.

Таким образом, обрабатывая фауну пелеципод из разных месторождений северного и восточного Казахстана, мы пришли к одинаковым результатам по сопоставлению разрезов. Вопрос о возрасте отложений на основании сю определенной фауны Р. Н. Бенедиктовой не ставится и не пересматривается, по-видимому, как не вызывающий сомнения в связи с имеющимся решением конференции 1954 г. в Кузбассе. Но возраст устанавливается для различных отложений только сопоставлением как можно более многочисленных фаун разных мест и районов одной зоогеографической области прошлого периода. Поэтому мы ниже, приводя описание фауны, в заключение дадим вывод о том возрасте, который вытекает из накопленного к настоящему времени материала по стратиграфии и по фауне пелеципод, впервые описанной из низов балахонской свиты Кузбасса.

ОПИСАНИЕ ФАУНЫ

Класс LAMELLIBRANCHIATA

СЕМЕЙСТВО INCERTAE SEDIS

Род *KINERKAELLA* K h a l f i n, 1950

Kinerkaella balakchonskiensis (R a g o z i n)

Табл. I, фиг. 1, 2

1931. *Parallelodon balakchonskiensis* (частью) Р а г о з и н. Пластинчатожаберные из угленосных отложений южной части Кузнецкого бассейна, стр. 7, табл. III, фиг. 8, табл. I, фиг. 2.

1931. *Parallelodon mrassiensis* (частью) Рагозин. Там же, стр. 6, табл. I, фиг. 1, табл. III, фиг. 4.
1937. *Parallelodon balakhonskiensis* Федотов. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна, стр. 14, табл. I, фиг. 1, 2, 3.
1938. *Anthracomya* (?) *balakhonskiensis* Федотов. Целециподы из угленосных отложений преимущественно промышленных районов Кузнецкого бассейна, стр. 222, табл. I, фиг. 9.
1950. *Kinerkaella balakhonskiensis* Халфин. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 51, табл. II, фиг. 7—13, табл. III, фиг. 1, 2, 6, 7.
1955. *Kinerkaella balakhonskiensis* Рагозин. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II, стр. 26, табл. IV, фиг. 4 и 5, рис. 29.

Вся синонимика, кроме последней работы, приведена по Л. Л. Халфину — автору этого рода, описавшему этот вид как генотип. Принадлежность этого рода к какому-либо семейству не выяснена, так как не выяснено внутреннее строение раковин.

Лектотип затруднительно выбрать из-за плохих изображений экземпляров этого вида в работе Л. А. Рагозина (1931). Л. Л. Халфин (1950) дает гипотип, изображенный на табл. II, фиг. 7, под № 198—66, происходящий из верхов мазуровской толщи Шуштулепского района.

Д и а г н о з. Раковины округло-овальные, неравносторонние, слегка скошенные и расширенные сзади; створки выпуклые в области макушек. Последние приподнятые и нависают над замочным краем. Скульптура концентрическая, со слабой радиальной струйчатостью.

О п и с а н и е. В коллекции имеется несколько экземпляров, представленных левыми и правыми створками.

Раковина неравносторонняя, округло-овальной формы, слегка скошенная и расширенная сзади. Наибольшая выпуклость раковин располагается в ее средней части, позади макушек, откуда она постепенно выполаживается к краям раковины. Линия максимальной высоты створки проходит через задний конец замочного края и составляет $\frac{3}{4}$ длины раковины. Эта величина совпадает также с длиной замочного края. Последний почти прямой, но слабо изогнутый под макушкой. С передним и задними краями он сочленяется по плавным округлым дугам, причем дуга сочленения с передним краем более крутая, чем с задним. Передний и задний края округлые, передний край намного короче заднего; тот и другой сливаются с выпуклым, слегка оттянутым назад брюшным краем.

Макушки приподнятые, нависающие и наклоненные к замочному краю; от переднего края они расположены примерно на расстоянии $\frac{1}{3}$ длины замочного края.

Скульптура концентрическая, состоящая из нерезких концентрических полос нарастания. От макушки в радиальном направлении отходят тончайшие струйки, являющиеся характерным признаком для представителей этого рода.

Размеры	Таблица I	
	фиг. 1, экз. № 1/566	фиг. 2, экз. № 2/566
Длина, мм	4,3	5,2
Высота, мм	3,5	3,8
Отношение длины и высоты . .	1,2	1,3

Сравнительные заметки. Наиболее близким видом к описываемому, по положению макушек и скульптуре, является *Kinerkaella elongata* K h a l f. (у Л. Л. Халфина выделяемая как вариегат *K. balakhonskiensis* (R a g.) var. *elongata* K h a l f.). Этот вид отличается от описываемого более округлыми очертаниями раковины, большей длиной последней и почти передним положением макушек. Из представителей других родов большое сходство описываемого вида наблюдается с *Edmondia balakhonskiensis* R a g., которая близка к *Kinerkaella balakhonskiensis* (R a g.) по форме раковины, но отличается от нее отсутствием радиальной струйчатости.

Распространение. Мазуровская и алыкаевская толщи балахонской свиты Кузбасса, нижняя пермь *.

Местонахождение. Тенгизская впадина; скважина, находящаяся южнее р. Шартанбая, и скважина севернее р. Шартанбая (расположенные в 18 км на юго-запад от сел. Ладыженка), скважина на северном берегу оз. Тенгиз, в 20 км на юго-восток от сел. Ладыженка.

Kinerkaella elongata K h a l f i n

Табл. I, фиг. 3, 4, 5, 6

1950. *Kinerkaella balakhonskiensis* (R a g.) var. *elongata* Х а л ф и н. Пластинчато-жаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 52, табл. II, фиг. 14—17.

Голотип изображен в приведенной выше работе на табл. II, фиг. 14, под № 476—70 и происходит из алыкаевской толщи Шушутулеского района.

Диагноз. Раковина резко неравносторонняя, удлинненно-овальной формы, сильно скошенная и оттянутая вниз и назад. Створки слабо выпуклые в передне-верхней части. Макушки приподнятые и нависающие над замочным краем. Скульптура концентрическая с тонкой радиальной струйчатостью.

Описание. Раковины удлинненно-овальной формы, с резкой скошенностью створок вниз и назад. Створки очень незначительно выпуклые в передней примакушечной части, откуда выпуклость плавно уменьшается к краям раковины. Замочный край прямой слегка изогнутый под макушкой; он под большим тупым и округлым углом соединяется с задним краем. Последний слабо округлый в своей верхней части и направлен вниз и назад, что еще более подчеркивает удлинненно-овальную, а не округло-овальную форму раковины. У места соединения с брюшным краем задний край более округлен и по дуге небольшого радиуса сочленяется с брюшным краем. Передний край короткий, описан дугой небольшого радиуса, очень плавно сливается с пологим оттянутым вниз и назад брюшным краем.

Макушки небольшие, нависающие над замочным краем, занимающие крайнее переднее положение.

Скульптура состоит из частых концентрических слоев нарастания и тонких радиальных струек.

* Здесь и ниже при описании видов указание на возраст дано на основании сделанного нами изучения и сопоставления фаун пелеципод Таймыра и Казахстана с фаунами пелеципод из угленосных отложений Кузбасса.

Размеры	Таблица I	
	фиг. 5, экз. № 5/566	фиг. 6, экз. № 6/566
Длина, мм	5,8	8
Высота, мм	3,7	5,7
Отношение длины к высоте	1,6	1,4

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Представители описываемого по нашему материалу вида *Kinerkaella elongata* K h a l f. тождественны с образцами Л. Л. Халфина, описанными как *K. balakchonskiensis* (R a g.) var. *elongata* K s h a l f. Мы объединяем оригиналы Л. Л. Халфина и наши в самостоятельный вид вследствие значительной вытянутости в длину этих экземпляров, по сравнению с представителями типичных *K. balakchonskiensis* (R a g.). Отношение длины к высоте у *K. balakchonskiensis* (R a g.) колеблется от 1,2 до 1,3, а у *K. elongata* K h a l f. колеблется от 1,6 до 1,4.

Кроме того, представители вида *K. balakchonskiensis* (R a g.) обладают более округлыми контурами и макушкой, занимающей положение не столь близкое к переднему, как это наблюдается у представителей *K. elongata* K h a l f., что также является доводом в пользу самостоятельности этих видов.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *K. elongata* K h a l f. встречена в алыкаевской толще балахонской свиты нижней перми.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Тенгизская впадина, северный берег оз. Тенгиз, в 20 км юго-восточнее села Ладыженка; нижнепермские отложения; коллекция А. В. Андреева.

СЕМЕЙСТВО ANTHRACOSIDAE A m a l i z k y, 1892

Род ANTHRACONAIA T r u e m a n e t W e i r, 1946

Anthraconaia cuboides L u t k e v i c h e t L o b a n o v a sp. n.

Табл. I, фиг. 7

Голотип хранится в Ленинграде, в музее Нефтяного ин-та (ВНИГРИ) под № 7/566; представлен левой створкой, изображен на табл. I, фиг. 7 и происходит из хребта Саур (р. Уйдене), из нижнепермских отложений; коллекция В. К. Василенко.

Д и а г н о з. Створка трапецидально-овальной формы, суженная спереди. Наибольшая выпуклость совпадает с ясно выступающим пологим килем, более высоким в передней части створки. Макушки не выступающие и не нависающие над замочным краем, расположенные у его переднего конца. Скульптура концентрическая.

О п и с а н и е. В коллекции имеется один экземпляр этого вида, представленный ядром левой створки.

Раковина неправильно-трапецидальной формы, с суженным передним и более широким задним концами. Створка неравномерно выпуклая; наибольшая выпуклость располагается в передней части, откуда она постепенно выполаживается к заднему концу в виде диагонально

полового не слишком выпуклого кия. Замочный край прямой, под небольшим тупым углом сочленяется с почти прямым, немного меньшим по длине, задним краем. Последний направлен косо вниз и назад. Верхнее закилевое поле крыловидное, хорошо обособлено в виде треугольной площадки, острый угол которой расположен у середины замочного края. Задний край соединяется с брюшным краем по округлой дуге небольшого радиуса, округляющей задний нижний угол раковины; последний по величине немного меньше прямого. Передний край описан полуокружностью немного большего радиуса, чем нижний задний угол раковины. Поэтому его сочленение с замочным и брюшным краями проходит незаметно по плавной дуге. Брюшной край еле заметно выпуклый, направлен вниз и назад и скошен положе, чем задний край.

Макушки маленькие, притупленные, не выступающие, слегка наклоненные вперед и не нависающие над замочным краем, расположенные у его переднего конца.

Скульптура состоит из концентрических неодинаковой ширины знаков нарастания, выраженных в виде бороздок и расположенных между ними полосок.

На нашем экземпляре, представленном ядром левой створки, вдоль замочного края ясно видна очень узкая бороздка и ограничивающий ее снаружи валик. Последний на створке представляет собой углубление для латерального зуба правой створки, а бороздка осталась от вытянутого вдоль замочного края латерального зуба левой створки. Таким образом, замок состоит из двух зубов на каждой створке: один — кардинальный — расположен под макушкой, второй — латеральный — вытянут назад вдоль всего замочного края.

Отпечаток переднего аддуктора грушевидной формы, слегка удлиненный вдоль высоты раковины. Расположен у переднего края створки под макушкой, примыкая вплотную к передней части мантийной линии. Отпечаток заднего аддуктора крупнее переднего, не имеет четких контуров и находится на линии кия, у заднего нижнего конца створки.

Размеры	Табл. I, фиг. 7, экз. № 7/566
Длина, мм	46,6
Высота, мм	21,4
Отношение длины к высоте	2,1

Сравнительные заметки. Описываемый вид по форме и очертанию раковины близко стоит к *Anthraconauta quasitenuis* K h a l f. из нижней части алыкаевской толщи. Последний вид в свою очередь имеет сходство с описанной Д. М. Федотовым *Anthraconauta* n. sp. aff. *tenuis* D a v i e s e t T r u e m a n (Федотов, 1937, стр. 27, табл. IV, фиг. 1—3) из тех же отложений Кузбасса, что и дало возможность Л. Л. Халфину дать новое название этому виду, выделенному Д. М. Федотовым без присвоения ему названия. Наша форма, при общих близких очертаниях, отличается от *Anthraconauta quasitenuis* K h a l f. более высокой раковиной. Следует отметить, что у указанных выше двух видов рода *Anthraconauta* невыяснено строение замочного аппарата, вследствие чего принадлежность их к данному роду недоверенна. Возможно, что при рассмотре-

нии и изучении большего числа подобных форм у них обнаружится также наличие замка, подобного представителям рода *Anthroconaia*, как на описываемом экземпляре.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Хребет Саур, р. Уйдене, из осыпи. Коллекция В. К. Василенко, 1954, нижнепермские отложения.

Род *MRASSIELLA* R a g o z i n, 1935

Mrassiella magniforma R a g o z i n

Табл. I, фиг. 8—16

1935. *Mrassiella magniforma* Р а г о з и н. Пелециподы балахонской свиты Кузбасса, стр. 55, табл. I, фиг. 1 и 2.
 1937. *Posidonomya magniforma* Ф е д о т о в. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна, стр. 18, табл. I, фиг. 8—13.
 1950. *Mrassiella magniforma* Х а л ф и н. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 53—56, табл. III, фиг. 8—13, табл. IV, фиг. 1—10.
 1955. *Mrassiella magniforma* Р а г о з и н. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II, стр. 28, табл. IV, фиг. 7—9, рис. 31.

Голотип автором вида не выбран. Лектотипом является экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 2, происходящий с правого берега р. Кумзас, в 1,5 км от устья, из алыкаевской толщи [Рагозин Л. А., 1935].

Д и а г н о з. «Раковина небольшая, очень своеобразной, необычной и характерной формы — асимметрично сердцевидная или косо-овально-щитовидная, несколько вытянутая назад, умеренно выпуклая, тонкостенная. Макушки крупные, толстые, выдающиеся над замочным краем, почти центральные, лежат немного ближе к переднему краю. Замочный край почти прямой, покатый книзу к переднему и заднему краям раковины, с отдаленными намеками на образование ушков. Передний край слабо выпуклый, незаметно переходит в овальный косо-вытянутый к заднему концу раковины нижний край, задний край более прямой сравнительно с передним. Раковина выпуклая в области макушек, в центральных двух пятых, становится сплюсненной по бокам макушек спереди и сзади в верхней части. Поверхность раковины покрыта концентрическими валиками». [Федотов, 1937, стр. 18]. Этот диагноз мы приводим ввиду его полноты и четкости изложения признаков вида, впервые описанного Л. А. Рагозиным, очень кратко.

О п и с а н и е. В коллекции много экземпляров этого вида, представленных левыми и правыми створками. Контур раковины овально-щитовидный или неправильно сердцевидный, скошенный назад. Раковины расширены у заднего и сужены у переднего концов, выпуклые по диагонали в передней примакушечной части. Замочный край прямой, его длина примерно равна высоте раковины. Края створки, исключая замочный, округленные, очень плавно сливающиеся друг с другом. Передний край очень короткий и округлый в верхней части, у соединения с замочным краем, описанный дугой малого радиуса; сочленение его с брюшным краем происходит очень плавно по той же дуге, что и с замочным краем. Задним концом замочный край под большим тупым округленным углом соединяется с задним краем, превышающим по длине передний и полого-округлым в верхней части. Лишь у соединения с брюшным краем под углом, несколько меньшим, чем прямой, задний край круто изгибается и сливается с последним. В своей верхней части передний и задний края ограничивают очень незначительно выступающие части створок, образуя

ние подобие небольших ушек. Брюшной край слабо округлый почти по всей длине и направлен косо назад и вниз.

Макушки располагаются ближе к переднему краю и возвышаются над замочным краем. Замок без зубов.

Отпечаток переднего аддуктора очень четко виден на одном из наших экземпляров с гор Куламбаи Калбинского хребта. Он узкой полулунной формы, сильно выпуклый, расположен в передней части раковины параллельно переднему краю немного отступая от него.

Скульптура из концентрических редких пережимов и очень тонких и нежных концентрических линий. Радиальной струйчатости, свойственной некоторым представителям этого рода, у описываемого вида не наблюдалось как на нашем материале, так и на описанном до нас другими авторами.

Сравнительные заметки. Наиболее близка к *Mrassiella magniforma* R a g. по общим очертаниям *M. concinna* K h a l f., ее отличие от описываемого вида заключается в том, что она более округла и не так сильно скошена кзади. Среди имевшихся в нашем распоряжении представителей рода *Mrassiella* нами описана *M. magniforma* R a g. var. *taimyrensis* L u t k. et L o b. var. n. из низов угленосных отложений верхней перми Центрального Таймыра, т. е. из отложения более молодых, чем алыкаевская толща.

Основным отличительным признаком таймырской формы является наличие более выпуклой раковины с более резко выдающимися и возвышающимися над замочным краем макушками, при размерах, превышающих кузбасские и тенгизские формы этого вида в 2—3 раза.

Размеры	Таблица I		
	фиг. 9, экз. № 9/566	фиг. 8, экз. 8/566	фиг. 12, экз. № 12/566
Длина, мм	15,0	13,7	10,5
Высота, мм	14,9	16,0	10,2
Отношение длины к высоте	1,0	0,8	1,0

Распространение. Алыкаевская толща балахонской свиты Кузбасса.

Местонахождение. Тенгизская впадина, северный берег оз. Тенгиз в 20 км на юго-восток от села Ладыженка из скважин с глубин от 20,7 до 141,90 м. Коллекция А. В. Андреева; нижнепермские отложения. Хребет Саур, Кендырликская мульда, верховья р. Караунгур, правый берег р. Караунгур у завода и левый берег р. Абы; кендырликская свита, коллекция В. К. Василенко; нижнепермские отложения. Калбинский хребет, район гор Куламбаи, коллекция Г. И. Сократова, нижнепермские отложения.

Mrassiella oblonga R a g o z i n

Табл. II, фиг. 1, 2

1935. *Mrassiella oblonga* Рагозин. Пелециподы балахонской свиты Кузбасса, стр. 59, табл. I, фиг. 7—9.
1938. *Mrassiella oblonga* Федотов. Пелециподы из угленосных отложений преимущественно промышленных районов Кузнецкого бассейна, стр. 220—222, табл. I, фиг. 1—7.

Голотип не был указан автором вида; в качестве лектотипа мы принимаем экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 7, происходящий с левого берега р. Томи, против улуса Чульджан из алыкаевской толщи [Рагозин Л. А., 1935].

Д и а г н о з. Раковины скошены вниз и назад по диагонали и вздуты в примакушечной части, при овально-треугольном очертании. Макушки расположены вблизи переднего конца раковины, наклонены вперед над замочным краем. Скульптура концентрическая.

О п и с а н и е. Раковины овально-треугольной, скошенной назад и вытянутой по диагонали формы, с вздутой примакушечной передней частью створок, постепенно выполаживающейся, главным образом, к замочному и заднему краям. Замочный край прямой, короче длины раковины и ее брюшного края; от него под закругленным тупым углом вниз и назад отходит полого очерченный задний край, превышающий по длине передний. С коротким округлым передним краем замочный край соединяется по плавной округлой дуге. Сочленение переднего и заднего краев с брюшным краем происходит плавно, так как все края раковины, за исключением замочного, образуют одну непрерывную дугу; поэтому граница краев может быть проведена лишь условно. Брюшной край полого-округлый: пологий в своей передней части и скругленный кзади, у соединения с задним краем.

Макушки занимают переднее положение, но расположены отступая от переднего конца замочного края, приподняты, наклонены вперед и нависают над ним.

Скульптура концентрическая, состоящая из неравномерной ширины бороздок.

Размеры	Таблица II	
	фиг. 1, экз. № 17/566	фиг. 2, экз. № 17/566
Длина, мм	13,2	11,4
Высота, мм	10,2	9,5
Отношение длины к высоте . . .	1,2	1,2

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. *Mrassiella oblonga* R a g. имеет наибольшее сходство с *M. magniforma* R a g., отличаясь от нее более скошенной назад раковиной, а потому и более длинной, чем высокой, тогда как у *M. magniforma*, наоборот, высота больше, чем длина, или равна ей.

Следует отметить, что в работе Л. А. Рагозина [1935] на табл. I, фиг. 7, 8, 9 даются изображения *M. oblonga* R a g., одно из которых (на фиг. 9) приводится в атласе руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири на табл. I, фиг. 9, но уже под другим названием, а именно: *Anthraconauta minuta* (R a g.), хотя изображения совершенно тождественны и представляют снимки с одного и того же образца. Это очевидно явная опечатка, которую нужно отметить во избежание путаницы.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Алыкаевская толща балахонской свиты Кузбасса.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Хребет Саур, Кендырликская мульда, левый берег р. Абы, кендырликская свита, коллекция В. К. Василенко, нижнепермские отложения.

Mrassiella concinna K h a l f i n

Табл. II, фиг. 3

1950. *Mrassiella concinna* Х а л ф и н. Пластиночатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 57, табл. V, фиг. 2—3.

Голотип изображен на табл. V, фиг. 2, экз. № 171-30. Алыкаевская толща Шустулепского района у д. Николаевки [Халфин Л. Л., 1950].

Д и а г н о з. Раковины округленно-сердцевидной формы, скошенные вниз и назад от прямого замочного края; незначительно выпуклые. Передний и задний края ограничивают небольшие округлые ушки. Высокие макушки занимают срединное положение. Скульптура концентрическая.

О п и с а н и е. Раковина косая, сердцевидной формы, расширенная сзади и суженная спереди, незначительно скошенная назад по диагонали, с небольшими, но четко выраженными округлыми ушками, отходящими от прямого замочного края; высота составляет примерно $\frac{4}{5}$ длины раковины. Створки слабо выпуклые, главным образом в примакушечной средней части, откуда они вышлагаживаются к краям раковины. Замочный край короче длины раковины, плавно сливающийся с округлыми в верхней части передним и задним краями, которые ограничивают здесь переднее и заднее ушки. В нижней части передний и задний края менее выпукло округлые. Задний край очерчен пологой дугой большого радиуса, чем передний. Брюшной край округло-пологий, длинный и косой. Соединение брюшного края с задним происходит под прямым округленным углом, а с передним — незаметно и плавно по пологой дуге, очерчивающей большой тупой угол.

Макушки небольшие, приподнятые, наклоненные вперед и нависающие над замочным краем.

Скульптура концентрическая, состоящая из неравномерной ширины полос нарастания. В передней части створки под макушкой имеются 3—4 морщинистых радиальных ребрышка, которые не являются результатом деформации, как это предполагает автор вида.

Размеры	Табл. II, фиг. 3, экз. № 18/566
Длина, мм	2,3
Высота, мм	2,1
Отношение длины к высоте	1,09

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Описываемый вид имеет наибольшее сходство с *Mrassiella ovata* K h a l f., отличаясь от него более округлой формой раковины и более четко выраженными ушками. От *Mrassiella magniforma* R a g. описываемый вид отличается более округлой раковиной, не столь сильно скошенной по главной диагонали.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Верхняя часть алыкаевской толщи ба-лахонской свиты Кузбасса.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Тенгизская впадина, северный берег оз. Тенгиз, в 20 км на юго-восток от сел. Ладыженка; коллекция А. В. Андреева: нижнепермские отложения.

12 Заказ 1893.

СЕМЕЙСТВО GRAMMYSIDAE Fischer, 1887

Род EDMONDIA Koninck, 1843

Edmondia balakhonskiensis Fedotov

Табл. II, фиг. 4—7

1937. *Edmondia balakhonskiensis* Федотов. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна, стр. 15, табл. I, фиг. 4—6.

Голотип не был выбран автором вида. Лектотипом мы выбираем экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 4, происходящий из песчаных сланцев алыкаевской толщи балахонской свиты. Найден на левом берегу р. Томи, выше устья р. Солдатки у г. Кузнецка [Федотов Д. М., 1937].

Д и а г н о з. «Раковина несколько ромбическая, короткая и высокая, в задней части расширенная и сдавленная, в центральной части умеренно выпуклая, макушки широкие, резкие, лежат не вполне посередине, приплюснутые; поверхность раковины с концентрическими валиками, желобками и частыми линиями» [Федотов, 1937, стр. 15].

О п и с а н и е. Раковина неравносторонняя, ромбоидально-овальной формы, слегка скошенная назад, незначительно суженная спереди и расширенная сзади, она равномерно выпуклая в средней части, откуда выпуклость выполаживается к краям створок, но у заднего края створки почти плоские. Округлый передний край описан дугой небольшого радиуса, намного меньшей, чем дуга заднего края. Замочный край прямой, макушкой разделяется на две части, из которых передняя вдвое короче задней. Последняя ограничивает собой верхнюю часть крыловидного «заднего ушка», вершиной которого является место сочленения замочного и заднего краев. Округлый передний край ограничивает собой небольшую выступающую вперед плоскую часть раковины — «переднее ушко». Задний край в верхней части пологий, книзу он постепенно закругляется, сочленяясь по округлой дуге с очень полого очерченным брюшным краем.

Макушки широкие, приплюснутые, нависающие над замочным краем.

Скульптура концентрическая, состоящая из неравномерной ширины валиков, бороздок, некоторые из которых довольно глубокие, и тонких линий нарастания.

Размеры	Таблица II		
	фиг. 5 экз. № 20/566	фиг. 4, экз. № 19/566	фиг. 6, экз. № 21/566
Длина, мм	9,4	12,3	7,6
Высота, мм	6,2	9,3	5,5
Отношение длины к высоте	1,5	1,3	1,3

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Так же как и автором этого вида, описываемые формы отнесены нами к роду *Edmondia*. В работе Л. Л. Халфина [1950] оспаривается возможность выделения таких форм в самостоятельный род и высказывается предположение о том, что экземпляры Д. М. Федотова, возможно, «представляют собой молодых, не достигших полного развития, мрассиел» [Халфин, 1950, стр. 18]. Пра-

வில்нее, однако, оставить этот вид в составе рода *Edmondia*, так как раковины представителей этого вида не являются столь сильно скошенными и щитовидно-овальными, как это наблюдается у представителей рода *Mrassiella*. Раковины последних сильнее вытянуты по высоте, тогда как виды *Edmondia* вытянуты по длине.

Распространение. Алыкаевская толща балахонской свиты Кузбасса; нижняя пермь.

Местонахождение. Калбинский хребет, район гор Куламбай; коллекция Г. И. Сократова; нижнепермские отложения. Тенгизская впадина, скважины северного берега оз. Тенгиз, в 20 км на юго-восток от села Ладыженка; коллекция А. В. Андреева, нижнепермские отложения.

СЕМЕЙСТВО MODIOLOPSIDAE Fischer, 1887

Род NETSCHAJEWIA Licharew, 1925

Netschajewia tschernyschewi Licharew

Табл. II, фиг. 8, 9

1894. *Modiolopsis Teplofi* Нечаев. Фауна пермских отложений восточной полосы, стр. 233, табл. VIII, фиг. 5, 6, 10—13.
 1898. *Modiolopsis Teplofi* Штукенберг. Общая геол. карта России, лист 127, стр. 208, табл. I, фиг. 39.
 1903. *Modiolopsis Teplofi*, Döbner Palaeont. Indica ser. XV, v. I, pt. 5, p. 172, pl. VIII, fig. 6.
 1935. *Stutchburia tschernyschewi* Масленников. Верхнепермские пластинчатожаберные Северного края, стр. 76, табл. II, фиг. 18а, в.
 1939. *Netschajewia tschernyschewi* Чернышев. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, VI. Пермская система, стр. 143, т. XXXV, фиг. 6.

Голотип этого вида не выбран до настоящего времени, так как первоначально он отождествлялся неправильно с *Mytilus teplofi* Vign. из карбона Донбасса. Лектотипами мы предлагаем выбрать экземпляры А. Нечаева, изображенные на табл. VIII, фиг. 6 из верхней перми у с. Красновидово и на фиг. 10 из нижней перми Западного Приуралья.

Диагноз. Раковина равностворчатая, неравносторонняя, прямоугольно-овальной формы, расширяющаяся кзади; с пологим сводовым килем. Маленькие макушки загнуты вперед и занимают крайнее переднее положение. Скульптура из черепитчато налегающих друг на друга знаков роста.

Описание. Раковина равностворчатая, неравносторонняя, удлиненно-овальной формы, выпуклая в средней части створки и выполаживающаяся к ее краям в виде очень пологого и широкого сводового кия. Замочный край прямой, превышающий по своей длине половину длины раковины; с округлым коротким передним краем он сливается по плавной округлой дуге, а с задним краем под большим тупым углом. Задний край, описанный дугой большего радиуса, чем передний, у соединения с брюшным краем очерчивается под закругленным тупым углом. Брюшной край очень пологий, причем почти параллелен замочному.

Макушки небольшие, заостренные, приплюснутые, загнутые вперед и над замочным краем занимают крайнее переднее положение; они расположены в месте сочленения переднего и замочного краев.

Отпечаток переднего аддуктора полудунной формы; от остальной части створок он отделен валиком. Задний аддуктор крупнее, но слабо заметен, его контуры расплывчатые.

Скульптура из валиков и бороздок, расположенных черепитчато друг над другом и повторяющих своим очертанием контур раковины, постепенно расширяющейся кзади.

Размеры	Таблица II	
	фиг. 8, экз. № 23/566	фиг. 9, экз. № 24/566
Длина, мм	16	18,2
Высота, мм	9	9,5
Отношение длины к высоте . .	1,7	1,9

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Наши экземпляры из Кендырликского района на основании вышеприведенных признаков мы относим к роду *Netschajewia*, к которому, судя по имеющемуся материалу, описанному из алыкаевско-мазуровской толщи Кузбасса, должен быть отнесен и род *Angarodon*. От близкого вида *Netschajewia pallasi* (V e r n.) описываемые формы отличаются менее удлиненной раковиной, отсутствием синуса на брюшном крае и менее выраженной черепитчатой скульптурой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Артинский и казанский ярусы Русской платформы, Западного Приуралья и арктических бассейнов Пай-Хая и Таймыра.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Хребет Саур. Кендырликская мульда, правый берег р. Кендырлик, кендырликская свита; р. Караунгур, правый берег, кендырликская свита, выше 1 сланцевого горизонта, нижняя пермь. Коллекция В. К. Василенко 1952—1953 гг.

Netschajewia (Angarodon) globosa (N e t s c h a j e w)

Табл. II, фиг. 10, 11, 12

1894. *Modiolopsis globosus* Н е ч а е в. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России, стр. 237, табл. VIII, фиг. 16—18.
1925. *Netschajewia globosa* L i c h a r e w. Zur Frage über das Alter der Perm—Kalksteine der Onega — Dwina wasserscheide, стр. 123, табл. II, фиг. 13, 14.
1931. *Parallelodon mrassiensis* (частью) Р а г о з и н. Пластинчатожаберные из угленосных отложений южной части Кузнецкого бассейна, стр. 6, табл. III, фиг. 1, 3, 12; табл. IV, фиг. 1в, 2.
1935. *Stutchburia globosa* М а с л е н н и к о в. Верхнепермские пластинчатожаберные Северного края, табл. III, фиг. 3 и 4.
1935. *Angarodon kumsassiensis* Р а г о з и н. Пелециподы балахонской свиты Кузбасса, стр. 62, табл. II, фиг. 11 и 12.
1938. *Angarodon kumsassiensis* Ф е д о т о в. Пелециподы из угленосных отложений преимущественно промышленных районов Кузнецкого бассейна, стр. 227, 228, табл. I, фиг. 15—17.
1939. *Netschajewia globosa* Ч е р н ы ш е в. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, VI. Пермская система, стр. 144, табл. XXXV, фиг. 12.
1951. *Netschajewia globosa* Л ю т к е в и ч. Пелециподы пермских отложений Западного Таймыра, стр. 87, табл. VII, фиг. 9, 10, 11, 12.

Голотип не был выбран автором вида. Лектотипом мы выбираем экземпляр, изображенный на табл. VIII, фиг. 17 (Нечаев, 1894), найденный на р. Волге у с. Печищи, близ г. Казани из казанского яруса.

Д и а г н о з. Раковины выпуклые, округло-овальные, с плавно округлыми краями. Макушки маленькие, но выдающиеся вперед и нависающие над замочным краем. Скульптура черепитчатая.

О п и с а н и е. В коллекции имеется несколько экземпляров этого вида, представленных левыми и правыми створками. Раковина равностворчатая, неравносторонняя, округло-овальной формы, незначительно расширенная у заднего конца. Часть створок, расположенная позади макушек и в средней их части, значительно выпуклая, причем наибольшая выпуклость находится ниже диагонали, проходящей от макушки к заднему концу. У заднего края створки почти плоские. Замочный край слабо выпуклый, под небольшим тупым углом сливающийся с коротким округлым передним краем, а с задним — под большим тупым округленным углом. Задний край округлый, описан правильной дугой, резко закругляясь он соединяется с брюшным краем. Последний пологий, очень плавно сочленяющийся с передним краем.

Макушки небольшие, выдающиеся вперед, наклоненные и нависающие над замочным краем.

Скульптура концентрическая, состоящая из полос роста, черепитчато налегающих друг на друга. Поверх них располагаются тонкие концентрические линии.

Размеры	Таблица II		
	фиг. 10, экз. № 25/566	фиг. 12, экз. № 27/566	фиг. 11, экз. № 26/566
Длина, мм	13,6	9	12,7
Высота, мм	7,8	6	8,2
Отношение длины к высоте	1,8	1,5	1,5

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. В сделанном нами описании экземпляров *Netschajewia globosa* (N e t s c h.) с севера Сибирской платформы из Попигайско-Анабарского междуречья, с Таймырского полуострова и с Русской платформы, нет указания на присутствие радиальной струйчатости. При описании кузбасских форм *Angarodon kumsassiensis* R a g. автор этого вида указывает, что «ближе к макушкам сильнее проявляется радиальная скульптура в виде тонко-волоконистых струек в количестве от 6 до 9 на миллиметр» [Рагозин, 1935, стр. 62]. Возможно, что этот признак является своеобразной особенностью, отличающей кузбасские формы от описанных из других мест, и поэтому позволяет сохранить за ними подродовое название *Angarodon*.

Радиальная струйчатость в семействе Modiolopsidae имеется у близкого к *Netschajewia* рода *Pleurophorus*. Последний часто встречается вместе с видами рода *Netschajewia*. Весьма вероятно, что в Кузбассе имеет место совместное нахождение видов этих двух родов, что может быть установлено при изучении раковин более хорошей сохранности с зубным аппаратом.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Артинский ярус Приуралья и казанский ярус Русской платформы, Таймыра и Верхоянья.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Калбинский хребет, район гор Кулабай; коллекция Г. И. Сократова; нижнепермские отложения. Хребет Саур. Кендырликская мульда, р. Караунгур, правый берег выше первого сланцевого горизонта; устье р. Аккалка. Правый берег р. Кендырлик, левый берег р. Абы, р. Караунгур, коллекция В. К. Василенко 1952—1953 гг., кендырликская свита, нижнепермские отложения.

Netschajewia (Angarodon) rugatus K h a l f i n

Табл. II, фиг. 13

1950. *Angarodon rugatus* Х а л ф и н. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 64, табл. VI, фиг. 1—4.

Голотип изображен на табл. VI, фиг. 1, экз. III-13 (45) и происходит из алыкаевской толщи Шустулепского района [Халфин Л. Л., 1950].

Д и а г н о з. Раковина резко неравносторонняя, треугольно-овального очертания; ее длина приблизительно равна двойной высоте. Макушки высокие, занимают переднее положение и наклонены над замочным краем. Скульптура состоит из черепитчатых грубых бороздок и валиков, несущих на поверхности тонкие струйки.

О п и с а н и е. Раковина неравносторонняя, треугольно-округлых очертаний, с высотой, приблизительно равной половине длины створки; она равномерно выпуклая в средней и приплюснутая в верхней, примакучечной части; от макушки к месту соединения заднего и брюшного краев проходит ясно выраженный, но округлый киль. Замочный край прямой; с округлым коротким передним краем он соединяется под небольшим тупым углом, а с задним сливается плавно, без заметного углового перегиба. Задний край в верхней части полого округлый, а в нижней, у соединения с брюшным краем округлен по дуге небольшого радиуса, описывающей острый угол заднего конца створки. Брюшной край очень слабо выпуклый, плавно соединяющийся с передним и задним краями.

Макушки широкие, наклоненные к замочному краю, занимающие почти переднее положение и «высоко поднятые».

Скульптура состоит из черепитчатых резких бороздок и валиков между ними, более редко располагающихся у нижнего края раковины, чем у верхнего; поверх них видны тонкие концентрические линии.

Размеры	Табл. II, фиг. 13. экз. № 28/566
Длина, мм	20,6
Высота, мм	9
Отношение длины к высоте	2,28

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Наиболее близким видом к *Netschajewia (Angarodon) rugatus* K h a l f. является *N. (Angarodon) globosa* (N e t s c h.). Последний вид отличается более близким положением макушки к переднему краю, а также менее резкой и грубой концентрической скульптурой.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Алыкаевская толща балахонской свиты Кузбасса, нижняя пермь.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Калбинский хребет, район гор Куламабай; коллекция Г. И. Сократова; нижнепермские отложения.

Netschajewia pallasi (Verneuil) var. *kendyrlikensis* L u t k e v i c h
et L o b a n o v a var. n.

Табл. II, фиг. 14

Голотип этого варианта хранится в Ленинграде, в музее нефтяного института (ВНИГРИ), под № 29/566; представлен правой створкой; изображен на табл. II, фиг. 14; происходит из Кендырликской мульды,

с правого берега р. Кендырлик, из кендырликской свиты нижнепермских отложений; коллекция В. К. Василенко.

Д и а г н о з. Раковина треугольно-овального очертания, скошенная вниз и назад, вздутая вдоль пологого кия, проходящего от макушек к задней части брюшного края. Макушки занимают переднее положение. Скульптура концентрическая, состоящая из черепитчато налегающих друг на друга полос нарастания.

О п и с а н и е. Раковина треугольно-овальных очертаний с очень плавным сочленением краев; основная выпуклость располагается в средней части створок в виде сводового пологого кия, проходящего от макушек к задней трети брюшного края; киль незаметно выполаживается в сторону брюшного и замочного краев. С возрастом раковина становится более оттянутой вниз и назад, а также более высокой в задней половине створок. Замочный край почти прямой, или очень незначительно выпуклый кверху; под тупым, очень широко округлым углом, он незаметно сливается с задним краем, более пологим в своей верхней части и резко округленным книзу, у соединения его с брюшным краем. Передний край описан округлой дугой небольшого радиуса, с замочным краем он соединяется под большим тупым углом, а с брюшным под прямым округленным углом. Брюшной край прямой у молодых экземпляров и слегка вогнутый внутрь у взрослых, что уже отмечалось ранее в литературе как возрастная особенность этих форм [Люткевич, 1951, стр. 84].

Макушки плоские, невысокие, не выступающие и слегка нависающие над замочным краем, занимают крайнее переднее положение.

Скульптура концентрическая, состоящая из черепитчато налегающих полос нарастания, которые в передней части створок более округло очерчены и не столь оттянуты вниз и назад, как расположенные у заднего конца, что стоит опять-таки в связи с возрастными особенностями очертания раковины.

Отпечатки аддукторов и мантийной линии не видны по условиям сохранности.

Размеры	Табл. II, фиг. 11, экз. № 29/566
Длина, мм	27,4
Высота, мм	14,4
Отношение длины к высоте	1,9

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Описываемые экземпляры имеют большое сходство с *Netschajewia pallasii* (V e r n.), особенно с его таймырскими формами [Люткевич, 1951, табл. VI, фиг. 19, 20]: одинаковое очертание створок, невысокая макушка, дугообразный пологий сводовой киль. Но в задней части створка кендырликских форм более высока, чем это наблюдается у представителей *N. pallasii*, что и заставило нас выделить их в вариант *N. pallasii* (V e r n.) var. *kendyrlikensis* L u t k e v i c h e t L o b a n o v a var. n.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Хребет Саур, Кендырликская мульда, правый берег р. Кендырлик; коллекция В. К. Василенко; кендырликская свита; нижнепермские отложения.

СЕМЕЙСТВО MYTILIDAE Lamarck

Род NAJADITES Dawson, 1860

Najadites (?) *kumpani* (Fedotov)

Табл. II, фиг. 15, 16

1937. *Posidoniella kumpani* Федотов. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна, стр. 19—20, табл. I, фиг. 15—17, табл. II, фиг. 1.
1950. *Myalinella* (?) *kumpani* Халфин. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 48, табл. II, фиг. 3.
1954. *Najadites kumpani* Рагозин. Представители рода *Najadites* Dawson в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна, стр. 233—235, табл. I, фиг. 1—3.
1955. *Najadites kumpani* Рагозин. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II, стр. 22, табл. III, фиг. IV, рис. 22.

Голотип не был выбран автором вида. За лектотип принимаем экземпляр, изображенный на табл. I, фиг. 15 [Федотов, 1937], происходящий из Кузбасса, с левого берега рч. Барановки, в 1 км выше устья рч. Березовки из песчаных сланцев алыкаевской толщи.

Диагноз. Небольшие раковины треугольно-овального очертания, с длиной примерно в полтора раза превышающей высоту. Створки, суженные спереди и расширенные сзади. Макушки почти передние. Скульптура из тонких линий нарастания.

Описание. В коллекции имеется два экземпляра, представленные левой и правой створками.

Раковина характерного для представителей этого рода косо-треугольно-округленного очертания, очень суженная спереди и расширенная сзади; не слишком выпуклая; основная выпуклость располагается по диагонали от макушки назад и вниз, откуда она плавно выполаживается, но наиболее полого к заднему краю. Замочный край прямой, немного превышающий половину длины створки. Место сочленения его с передним краем расположено немного впереди макушек и образует маленькое переднее ушко, являющееся по существу передним краем; последний округлый и очень короткий, чем и обусловлена резко выраженная суженность раковины кпереди. Это хорошо видно на экземплярах, изображенных Д. М. Федотовым [1937] на табл. I, фиг. 15—17. Но уже в атласе руководящих форм Л. А. Рагозиным [1955], на схематическом рисунке, этот характерный признак не указывается (фиг. 22 в тексте), хотя в его работе 1954 г. рис. 2 в тексте и изображения на таблицах его имеют.

Замочный край задним концом под тупым углом, равным примерно 140° , сочленяется с задним краем, наибольшая высота створок проходит через вершину этого угла. Задний край в верхней части очень пологий, направлен косо вниз и назад, и со середины своей длины круто закругляясь соединяется с брюшным краем. Последний почти прямой, лишь у соединения с передним краем слабо выпуклый.

Макушки небольшие, занимающие почти крайнее положение.

Скульптура концентрическая, повторяющая своим очертанием контур раковины.

Размеры	Таблица II	
	фиг. 15, экз. № 30/566	фиг. 16, экз. № 31/566
Длина, мм	14,5	17
Высота, мм	9	10
Отношение длины к высоте . .	1,6	1,7

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Описываемый вид по общим очертаниям раковины имеет наибольшее сходство с *Najadites pheliciae* R a g. из алыкаевской и возможно мазуровской толщ (Атлас Зап. Сибири, табл. III, фиг. 10). От него описываемый вид отличается более острой раковинной у переднего конца; близок *Najadites* (?) *kumpani* (F e d.) также к *N. sibirica* K h a l f. из кузнецкой и ильинской свит, который отличается от него более узкими очертаниями створок. Как этот, так и другой виды имеют значительно более высокие раковины, чем у *Najadites kumpani* (F e d.).

Необходимо подчеркнуть, что принадлежность описанных нами форм, к роду *Najadites* так же как и форм, описанных Д. М. Федотовым, вызывает у нас сомнение, в связи с их нахождением совместно с морскими формами других родов, а не в типичной пресноводной фации угленакопления, как это обычно свойственно формам рода *Najadites*.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Пограничные слои мазуровской и алыкаевской толщ, по-видимому, низы алыкаевской, нижняя пермь.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Калбинский хребет, район гор Куламбаи, коллекция Г. И. Сократова; хребет Саур, Кендырликская мульда, р. Караунгур, коллекция В. К. Василенко, кендырликская свита; нижнепермские отложения.

Род *ANTHRACONAUTA* P r u v o s t, 1930

Anthraconauta fomitchevi (F e d o t o v)

Табл. III, фиг. 1—6

1937. *Anthracomya fomitchevi* Ф е д о т о в. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна, стр. 22, табл. III, фиг. 1—3.
 1950. *Anthraconauta fomitchevi* Х а л ф и н. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 36, табл. I, фиг. 4.
 1955. *Anthraconauta fomitchevi* Р а г о з и н. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II, стр. 44, табл. I, фиг. 4, рис. 3.

Голотип не был выбран автором вида, за лектотип мы принимаем экземпляр, изображенный на табл. III, фиг. 1 [Федотов, 1937], происходящий из Кузбасса с левого берега р. Б. Камышной, выше д. Ишановой, из сланцев мазуровской толщ.

Д и а г н о з. Раковина овально-трапециoidalного очертания, с плавным сочленением всех краев, слабо выпуклая, с небольшой вогнутостью брюшного края, с плоской терминальной макушкой и с концентрическими линиями нарастания.

О п и с а н и е. Раковины крупные, трапециoidalно-овальной формы, с суженным передним и расширенным задним концами. Очертания створок округлые, сочленение краев очень плавное, так что граница их соединения проводится условно. Створки равномерно выпуклые с наибольшей вздутостью по диагонали. Передний край невысокий, опи-

сан дугой малого радиуса; он под большим тупым углом сопрягается со слабо выпуклым брюшным краем и под округленным прямым — с замочным краем. Последний под большим тупым углом соединяется с округлым, описанным дугой большего радиуса, чем передний, задним краем. Это сочленение краев и придает створкам трапецидально-округлую форму. Брюшной край по длине больше замочного, он полого-выпуклый и несет слабый синус.

Макушки невыпуклые, слабо заметные, нависающие и не выступающие над замочным краем, занимающие почти переднее положение.

Скульптура концентрическая, состоящая из неодинаковой ширины полос нарастания, ограниченных редкими четко выраженными бороздками. Между ними расположены более тонкие концентрические линии, густо покрывающие створки.

Размеры	Таблица III		
	фиг. 2, экз. № 33/566	фиг. 5, экз. № 36/566	фиг. 4, экз. № 32/566
Длина, мм	26,2	11	29,7
Высота, мм	12,6	6	15
Отношение длины к высоте	2,08	1,83	1,9

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. Описываемый вид относился к родам *Anthracomya* и *Anthraconaia*, рассматриваемым теперь как синонимы. Изучив литературный материал и имеющиеся у нас в коллекции экземпляры, мы пришли к заключению о неправильности отнесения этого вида к роду *Anthracomya* (= *Anthracomya*). На это указывает большая величина створок, модиолоподобное очертание и синус на брюшном крае, что характеризует представителей рода *Anthraconauta*. Близких форм к описываемому виду ни среди представителей рода *Antraconaia*, ни среди представителей рода *Antraconauta*, назвать нельзя. Своеобразие представителей вида *Antraconauta fomitchevi* (F e d.) заключается в очень плавном сочленении краев створок и вследствие этого в округлой форме раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Мазуровская толща балахонской свиты Кузбасса; по нашим данным — нижняя пермь.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Хребет Саур, Кендырликская мульда, правый берег р. Кендырлик; правый берег р. Караунгур, ниже устья р. Аккалка, хребет Саур, р. Уйдене, коллекция В. К. Василенко; кендырликская свита, нижняя пермь.

Тенгизская впадина, из скважины, расположенной в 3 км на юго-восток от с. Ладыженка, с глубин от 20,3 до 134,8 м, коллекция А. В. Андреева, 1955 г., нижняя пермь.

Anthraconauta fomitchevi (F e d o t o v) var. *curta* L u t k e v i c h
et L o b a n o v a var. n.

Табл. III, фиг. 7

Голотип хранится в Ленинграде, в музее Нефтяного института (ВНИГРИ) под № 38/566; представлен правой створкой, изображенной

на табл. III, фиг. 7; происходит из Кендырликской мульды, из района хребта Саур, с правого берега р. Караунгур у завода, из кендырликской свиты нижнепермских отложений; коллекция В. К. Василенко.

Д и а г н о з. Раковины округло-овальной формы, с высоким задним краем. Макушки маленькие, почти терминальные.

О п и с а н и е. В коллекции имеется один экземпляр, представленный правой створкой, отнесенный к *Anthraconauta fomitchevi* (Fed.), но выделенный в его варietet. Он отличается от типичных представителей вида более короткой и более высокой створкой. Угол сочленения заднего и замочного краев меньше по величине, чем у типичных представителей *A. fomitchevi* (Fedotov). Также задний край более округл, а не прямой и, кроме того, он значительно выше, чем передний. Таким образом, этот варietet имеет меньшую длину и большую высоту створок, чем типичные экземпляры этого вида.

Макушки маленькие, почти терминальные. Скульптура тонкая концентрическая.

Размеры	Табл. III, фиг. 7, экз. № 38/566
Длина, мм	19,9
Высота, мм	13
Отношение длины к высоте	1,53

М е с т о н а х о ж д е н и е. Хребет Саур, Кендырликская мульда, правый берег реки Караунгур у завода; коллекция В. К. Василенко; кендырликская свита, нижнепермские отложения.

Anthraconauta fomitchevi (Fedotov) var. *fastigata* Lutkevich
et Lobanova var. n.

Табл. III, фиг. 8

Голотип хранится в Ленинграде, в музее нефтяного института (ВНИГРИ), под № 39/566; представлен отпечатком правой створки; изображен на табл. III, фиг. 8; происходит из Кендырликской мульды, из района хребта Саур, с правого берега р. Кендырлик, из кендырликской свиты нижнепермских отложений; коллекция В. К. Василенко.

Д и а г н о з. Раковины удлинено-овальной формы, скошенные вниз и назад, с невысоким передним краем и более длинным задним. Макушки острые, возвышающиеся над передним концом замочного края.

О п и с а н и е. Представители описываемого варietetа, несмотря на большое сходство с типичными *Anthraconauta fomitchevi* (Fedotov) имеют также и существенные отличительные признаки. Створки этого варietetа более скошены вниз и назад. В связи с этим у них передний край менее высок, а задний более длинен. Брюшной край расположен не субпараллельно замочному, а под ясно заметным углом. Несколько приподнятое положение макушки и ее нетерминальное положение еще более подчеркивают самостоятельность выделяемого варietetа.

Размеры	Табл. III, фиг. 8, экз. № 39/566
Длина, мм	24,8
Высота, мм	13,7
Отношение длины к высоте	1,81

Место нахождения. Хребет Саур, Кендырликская мульда; коллекция В. К. Василенко; кендырликская свита, нижнепермские отложения.

Anthraconauta flagitiosa (R a g o z i n)

Табл. III, фиг. 9—12

1931. *Anthracomya laevis* var. *sibirica* Р а г о з и н. Пластинчатожаберные из угленосных отложений южной части Кузнецкого бассейна, стр. 8, табл. II, фиг. 1, табл. IV, фиг. 1а, 4.
 1935. *Procorpievskia flagitiosa* Р а г о з и н. Пелециподы балахонской свиты Кузбасса, стр. 64—65, табл. III, фиг. 19, 20.
 1938. *Anthraconauta flagitiosa* Ф е д о т о в. Пелециподы из угленосных отложений преимущественно промышленных районов Кузнецкого бассейна, стр. 223, табл. I, фиг. 10—12.
 1950. *Anthraconauta flagitiosa* Х а л ф и н. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса, стр. 46, табл. I, фиг. 12.
 1955. *Anthraconauta flagitiosa* Р а г о з и н. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II, стр. 14, табл. I, фиг. 8, рис. 9.

Голотип не был выбран автором вида. За лектотип мы принимаем экземпляр, изображенный на табл. II, фиг. 1 и на табл. IV, фиг. 4 (он же) [Рагозин, 1931]. Лектотип происходит с правого берега р. Мрассу, в 2 км выше улуса Камешек. Алыкаевская толща.

Д и а г н о з. Раковина неравносторонняя; высота ее составляет $\frac{3}{4}$ — $\frac{3}{5}$ длины. Створки косо-овальные, суженные спереди и расширенные сзади, обладающие сравнительно длинным килем. Макушки небольшие, слегка выступающие и нависающие над замочным краем; расположены на расстоянии примерно $\frac{1}{3}$ длины раковины от переднего края. Скульптура концентрическая.

О п и с а н и е. Раковина неравносторонняя, суженная спереди и расширенная сзади. Створки овальные, с высотой, составляющей примерно $\frac{3}{4}$ — $\frac{3}{5}$ длины, косо-удлиненные по диагонали, довольно выпуклые; наибольшая выпуклость располагается вдоль широкого киля, проходящего от макушки к заднему концу раковины. Замочный край прямой, место сочленения его с передним коротким округлым краем расположено под макушкой. С задним краем замочный край соединяется под небольшим тупым углом. Задний и брюшной края очерчены одной непрерывной дугой и очень плавно сливаются друг с другом.

Макушки маленькие, слегка приподнятые и нависающие над замочным краем.

Скульптура состоит из тонких концентрических линий нарастания и слабо выраженных радиальных струек.

Размеры	Таблица III	
	фиг. 10, экз. № 41/566	фиг. 11, экз. № 42/566
Длина, мм	11	15,5
Высота, мм	9,3	11,4
Отношение длины к высоте . .	1,2	1,3

Сравнительные заметки. Наиболее близким видом к *Anthraconauta flagitiosa* (R a g.) является *A. robusta* K h a l f., описанная из верхов балахонской свиты, от которой описываемый вид отличается более удаленными от переднего края макушками и более высоким передним концом раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Алыкаевская толща балахонской свиты Кузбасса. Нижняя пермь.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Калбинский хребет, район гор Куламбаи, коллекция Г. И. Сократова. Тенгизская впадина, из скважины с северного берега оз. Тенгиз, в 20 км на юго-восток от сел. Ладыженка; коллекция А. В. Андреева, 1955 г.

Хребет Саур, Кендырликская мульда, верховье р. Караунгур и левый берег р. Абы; коллекция В. К. Василенко; кендырликская свита, нижнепермские отложения.

Anthraconauta zaisanensis L u t k e v i c h e t L o b a n o v a s p. n.

Табл. III, фиг. 13, 14

Голотип хранится в Ленинграде в музее нефтяного института (ВНИГРИ) под № 43/566; представлен левой створкой, изображен на табл. III, фиг. 13; происходит из Кендырликской мульды, хребет Саур, устье р. Аккалка; кендырликская свита, нижнепермские отложения; коллекция В. К. Василенко.

Д и а г н о з. Раковина равностворчатая, неравносторонняя, модиолоподобной формы, с диагональным килем. От прямого, короткого края раковина косо оттянута вниз и назад. Макушки, расположенные на переднем конце, слегка выдаются над замочным краем. Скульптура концентрическая.

О п и с а н и е. В коллекции имеется несколько экземпляров этого вида. Раковина модиолоподобного очертания, равностворчатая, неравносторонняя, сильно скошенная вниз и назад. Наибольшая выпуклость створки располагается в области диагонального полого выпуклого кила. Замочный край прямой, составляющий примерно половину длины брюшного края. Он под очень тупым углом сочленяется с пологим в верхней части и округленным в нижней, задним краем. Последний в нижней части округлен по правильной дуге небольшого радиуса, которой описан прямой угол сочленения его с брюшным краем. Брюшной край пологий, по длине немного уступает заднему, плавно сочленяется с коротким округлым слегка выдающимся вперед передним краем. Отпечатки аддукторов и замочный аппарат не видны по условиям сохранности.

Макушки невысокие, нависающие над замочным краем, смещенные к его переднему концу.

Скульптура состоит из тонких, густо расположенных линий нарастания.

Размеры	Таблица III	
	фиг. 13, экз. № 43/566	фиг. 14, экз. № 44/566
Длина, мм	17,3	18,0
Высота, мм	13,2	12,7
Отношение длины к высоте . .	1,3	1,4

Сравнительные заметки. Описываемый новый вид до некоторой степени сходен с *Anthraconauta sendersoni* Khalif. [Халфин, 1950, стр. 83, табл. IX, фиг. 12], описанной из низов кузнецкой свиты (вторая алыкаевская фауна в понимании Л. Л. Халфина *), отличаюсь от нее меньшей вытянутостью в длину при большей скошенности раковины, а также более округлым задним краем.

Местонахождение. Хребет Саур, Кендырликская мульда, устье р. Аккалка; коллекция В. К. Василенко 1954 г.; кендырликская свита, нижнепермские отложения. Калбинский хребет, район гор Куламбаи; коллекция Г. И. Сократова; нижнепермские отложения.

Anthraconauta tengissensis Lutkevich et Lobanova sp. n.

Табл. III, фиг. 15—18

Голотип хранится в Ленинграде в музее нефтяного института (ВНИГРИ) под № 45/566; представлен правой створкой; изображен на табл. III, фиг. 15; происходит из скважины с северного берега оз. Тенгиз; нижнепермские отложения; коллекция А. В. Андреева.

Диагноз. Раковина неравносторонняя, скошенная вниз и назад от прямого замочного края, с диагональным килем, проходящим от макушек к заднему концу и резче выраженным в передней половине створки. Макушки занимают крайнее переднее положение и выступают над замочным краем. Скульптура концентрическая.

Описание. В коллекции имеется несколько экземпляров, представленных обеими створками.

Раковина неравносторонняя, с оттянутым назад и немного вниз задним концом, но почти с параллельными замочным и брюшным краями. Створки умеренно выпуклые, основная выпуклость располагается в примакушечной части, откуда она в виде пологого кия проходит к заднему концу раковины. Замочный край прямой, превышающий половину длины створки. Передний край короткий, округлый, плавно сливающийся с брюшным краем. Задний край почти прямой, косо направленный вниз и назад, он отходит от замочного края под большим, но мало заметным тупым углом. Этим объясняется скошенность всей раковины назад. При соединении с брюшным краем задний край резко закругляется по небольшой дуге, сливаясь со слабо выпуклым брюшным краем, который почти параллелен замочному краю.

Макушки небольшие, приподнятые и нависающие над замочным краем, расположенные у переднего конца раковины.

Скульптура концентрическая из тонких слоев нарастания, повторяющих своим очертанием контур раковины.

Размеры	Таблица III		
	фиг. 17, экз. № 47/566	фиг. 15, экз. № 45/566	фиг. 16, экз. № 46/566
Длина, мм	13,7	11,6	11,6
Высота, мм	7,5	7	6,8
Отношение длины к высоте	1,8	1,6	1,7

* Первая алыкаевская фауна характеризует, рассматривая снизу вверх разрез балахонской свиты Кузбасса, мазуровскую и алыкаевскую толщи. Вторая алыкаевская фауна появляется в кузнецкой свите, отделяясь от первой верхами балахонской свиты или ишаново-кемеровской толщей, характеризующейся позднебалахонской фауной пелеципод [Халфин, 1950].

С р а в н и т е л ь н ы е з а м е т к и. По своему очертанию створки, особенно в передней части, очень напоминают представителей *Anthraconauta fomitchevi* (Fed.): та же округло-овальная форма раковины с суженным передним и слегка расширенным задним концами и со слабо намечающимся пологим диагональным килем, с округлым передним краем, с такими же слабо выступающими вперед макушками. Но в отличие от *A. fomitchevi* Fed. описываемый вид имеет иной задний край створок, сочленяющийся с замочным краем под четко выраженным тупым углом и несколько более скошенный вниз и назад, вследствие чего задний конец створки не столь округл, как у *A. fomitchevi* (Fed.), а несколько сужен по сравнению с последней.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Тенгизская впадина, из скважины с северного берега р. Тенгиз; коллекция А. В. Андреева, 1955 г.; нижнепермские отложения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из описания фауны, в коллекции В. К. Василенко из Кендырликской мульды, собранной в 1952, 1953 и 1954 гг., определена и описана выше следующая фауна пелеципод: *Antraconaia cuboides* Lutkevich et Lobanova sp. n., *Mrassiella magniforma* Rag., *M. oblonga* Rag., *Netschajewia tschernyschewi* Lich., *N. (Angarodon) globosa* (Netsch.), *N. pallasi* Vern. var. *kendyrlikensis* Lutkevich et Lobanova var. n., *Najadites(?) kumpani* (Fed.), *Anthraconauta fomitchevi* (Fed.), *A. fomitchevi* (Fed.) var. *curta* Lutkevich et Lobanova var. n., *A. fomitchevi* (Fed.) var. *fastigata* Lutkevich et Lobanova var. n., *A. flagitiosa* (Rag.), *A. zaisanensis* Lutkevich et Lobanova sp. n.

Эта фауна идентична фауне мазуровско-алыкаевской толщи Кузбасса. Возраст отложений с этой фауной в Кендырликской мульде не определяется вполне четко, так же как и в Кузбассе.

В основании разреза Кендырликской мульды лежит вулканогенная толща, из которой В. П. Нехорошевым [1941] указываются брахиоподы, кораллы и другая фауна, датируемая визейским возрастом. Вышележащая свита, носящая название абинской, сопоставляется стратиграфически (но не на основании фауны и флоры) с чакельмесской свитой, установленной на г. Чакельмес в Зайсанской котловине. Чакельмесская свита по фауне и флоре [Нейбург, 1951] относится к намюрскому ярусу, а поскольку она сопоставляется с абинской свитой, то и для последней принимается тот же возраст.

Выше по разрезу залегают кендырликская и караунгурская свиты, которые на основании возраста нижележащих свит, а также в связи с решениями, принятыми на совещании в Кузбассе [1954], отнесены В. К. Василенко к среднему и верхнему карбону. В пользу принятия такого возраста послужило еще определение А. В. Хабаковым чешуй ганоидных рыб как нижнепермских из сайканской свиты, лежащей на караунгурской. Тем самым граница между верхним карбоном и нижней пермью в Кендырликской мульде проводится между караунгурской и сайканской свитами. В настоящее время В. К. Василенко в соответствии с решением конференции по стратиграфии Западной Сибири проводит границу между каменноугольной и пермской системами между кендырликской и караунгурской свитами.

Фауна, переданная нам на определение В. К. Василенко, была собрана в кендырликской и низах караунгурской свит. Тождество большин-

ства описанных нами видов с кузбасскими дает основание содержащие их отложения сопоставлять с алыкаевско-мазуровской толщей балахонской свиты Кузбасса. Но это сопоставление, основанное на одинаковых фауне и флоре, как бы оно бесспорно ни было, еще недостаточно для прямого заключения о возрасте содержащих их отложений.

При определении этой фауны пелеципод нами было дано заключение о ее нижнепермском возрасте. Для этого заключения послужило ранее произведенное определение и описание фауны пелеципод с Западного Таймыра [Люткевич, 1951], идентичных пелециподам ишаново-кемеровской толщи балахонской свиты Кузбасса, встречаемых в нижней части угленосных отложений Таймыра, в основании которых найдена типичная для казанского яруса фауна пелеципод.

Таким образом, косвенное указание на возраст отложений с пелециподами из Кендырлыкской мульды мы получаем при сравнении их с нижней частью разреза угленосных отложений Кузбасса, которые датируются нами как нижнепермские, но не каменноугольные, как это принято большинством геологов. Но такое заключение о возрасте, сделанное путем сопоставлений через Кузбасс с Таймыром и обратно с Кендырлыком, может показаться мало убедительным. Поэтому мы ждали появления с большей части территории северного и восточного Казахстана стратиграфически полного материала, чтобы на нем подтвердить наше заключение о нижнепермском возрасте рассмотренных отложений. Таким материалом и послужила коллекция А. В. Андреева из Тенгизской впадины, где были определены пелециподы, идентичные пелециподам мазуровско-алыкаевской толщи балахонской свиты Кузбасса.

Пелециподы, бывшие у нас на определении, обнаружены в верхах разреза верхнего палеозоя Тенгизской впадины в отложениях, соответствующих наддолинской и шаханской свитам соседнего Карагандинского бассейна. Это устанавливается не только по сопоставлению разрезов Караганды и Тенгизской впадины, но также и по одинаковой фауне остракод. Г. Ф. Шнейдер, в образце из скв. 53 с глуб. 23,9 м коллекции А. В. Андреева 1954 г., определены следующие остракоды: *Darwinula* aff. *raederiana* (Jones et Kirkby), *D. dolinskaja* (?) Bush., *D. subbairdioides* Bush., *D. subextensa* (?) Bush., идентичные остракодам верхней части наддолинской свиты Карагандинского бассейна. В образце из скв. 52 с глуб. 45,0 м коллекции А. В. Андреева 1955 г. также определены остракоды, характеризующие наддолинскую свиту: *Darwinula* aff. *subbairdioides* Bush. и *D. ex gr. scalpula* (Jones et Kirkby). Эти образцы взяты из тех же самых отложений разреза Тенгизской впадины, из которых были нами описаны выше пелециподы.

Как известно, возраст наддолинской и шаханской свит устанавливается как верхнекаменноугольный или нижнепермский, поскольку ниже лежащие свиты в Карагандинском бассейне по фауне и флоре являются среднекаменноугольными. Список пелеципод, определенных в коллекции А. В. Андреева из Тенгизской впадины, состоит из следующих видов: *Kinerkaella balakchonskiensis* (Rag.), *K. elongata* Khalif., *Mrassicella magniforma* Rag., *M. concinna* Khalif., *Edmondia balakchonskiensis* Fed., *Anthraconauta fomitchevi* (Fed.), *A. flagitiosa* (Rag.), *A. tengissensis* Lutkevich et Lobanova sp. n., которые не оставляют сомнения в правильности сопоставления содержащих их отложений с мазуровско-алыкаевской толщей балахонской свиты Кузбасса. Если это так, то для мазуровско-алыкаевской толщи устанавливается

не среднекаменноугольный возраст, а нижнепермский, поскольку фауна пелеципод, идентичная нижнебалахонской свите, находится в слоях, лежащих только на верхнекаменноугольных отложениях Тенгизской впадины. Этот вывод делается еще и на основании того, что в Карагандинском бассейне, начиная с шаханской свиты, меняется комплекс фауны *Phyllopoda*, как сообщила авторам В. С. Заспелова. Поэтому, основываясь на фауне пелеципод из Тенгизской впадины и на данных *Phyllopoda* по Карагандинскому бассейну, можно в настоящее время, по имеющимся данным, устанавливать для шаханской свиты и слоев с пелециподами, описанными здесь из Тенгизской впадины, нижнепермский возраст. Нами должно быть отмечено, что по общим геологическим данным стратиграфических сопоставлений А. В. Андреева, для Тенгизской впадины также принимается нижнепермский возраст отложений, откуда и была доставлена нам фауна пелеципод, здесь описанная.

Таким образом, на основании сопоставлений фауны пелеципод из впадин северного и восточного Казахстана можно сделать несколько стратиграфически важных заключений.

Одно из них касается того, что фауна пелеципод мазуровско-алыкаевского типа имеет широкое распространение на большой площади северного и восточного Казахстана, будучи найдена в районе Семипалатинска [Р. Н. Бенедиктова 1954], в Тенгизской впадине в районе озера Тенгиз, в Кендырликской мульде и в Калбинском хребте — в районе гор Куламбаи, судя по сборам пелеципод Г. И. Сократова, В. К. Василенко, А. В. Андреева.

В отношении коллекции Г. И. Сократова следует сделать некоторые замечания. Несмотря на то, что характер сохранности пелеципод здесь хуже, чем в коллекциях из Тенгизской впадины и Кендырликской мульды, нам все же удалось определить следующие виды пелеципод: *Mrassietta magniforma* R a g., *Edmondia balakchonskiensis* F e d., *Netschajewia (Angarodon) globosa* (N e t s c h.), *Netschajewia (Angarodon) rugatus* K h a l l., *Najadites (?) kumpani* (F e d.), *Anthraconauta fomitchevi* (F e d.), *A. flagitiosa* (R a g.), *A. tengissensis* L u t k e v i c h e t L o b a n o v a s p. n. Эти виды также характерны для отложений мазуровско-алыкаевской толщи Кузбасса.

Таким образом, по фауне пелеципод устанавливается очень широкая связь разновозрастных отложений на площади северного и восточного Казахстана при включении сюда и Кузбасса.

Поскольку на площади современных впадин юга Западной Сибири и северного и восточного Казахстана нижнепермская эпоха характеризуется одинаковой фауной пелеципод, то можно считать и условия их существования наиболее постоянными в физико-географическом отношении.

Несомненно, что современные впадины на рассматриваемой территории юга Западной Сибири в нижнепермскую эпоху не были разобщены между собой, а входили в обширный общий бассейн своеобразного типа с меняющейся соленостью. Это своеобразие выражается в том, что несмотря на занятую им большую площадь, физико-географические условия этого бассейна были одинаковыми, что связано с нахождением его в пределах широт, близких по климатическим условиям. Кроме того, состав фауны указывает скорее на солоноватоводный характер бассейна, чем на пресноводный континентальный, о чем можно судить по присутствию таких родов пелеципод, как *Netschajewia (Angarodon)* и *Edmondia*, морской образ жизни представителей которых не вызывает сомнения,

так как они широко развиты на площадях других морских бассейнов верхнего палеозоя.

Очень характерно, что в северных широтах Евразии фауна пелеципод мазуровско-алыкаевского типа до настоящего времени не обнаружена, хотя, конечно, не исключена возможность ее обнаружения в дальнейшем. Но все же, если эта фауна и будет найдена, то ее распространение не может идти в сравнение со столь широким распространением пелеципод этого возраста и типа на юге Западной Сибири.

На основании данных, известных в настоящее время о распространении этой фауны в пределах юга Западной Сибири, можно сделать заключение о том, что здесь в бассейнах — впадинах, в нижнепермскую эпоху происходил процесс угленакопления. Начавшаяся в нижнепермскую эпоху изоляция этих отдельных бассейнов от общего морского бассейна, расположенного в этих широтах Азии, способствовала угленакоплению главным образом на востоке бассейна — в Кендырликской мульде и в Кузбассе.

Еще далее на северо-востоке материка Ангарида такая же фауна пелеципод [Рагозин, 1938], сопровождавшая нижнепермское угленакопление, вероятно, широко развита в менее изученном Тунгусском угленосном бассейне. В нем, так же как и в Кузбассе, непосредственно вслед за нижнепермским угленакоплением следовало осадконакопление вместе с углеобразованием в верхнепермскую эпоху, что указывает на перемещение этого процесса на материке Ангарида к северу.

Таким образом, новый, обработанный нами материал пелеципод из впадин северного и восточного Казахстана оказывается идентичным кузбасскому из мазуровско-алыкаевской толщи балахонской свиты и дает основание считать последнюю принадлежащей не нижнему, среднему или верхнему карбону, а нижней перми. Это следует из нахождения фауны пелеципод мазуровско-алыкаевского типа в слоях, лежащих над отложениями верхнего карбона в Тенгизской впадине, сопоставляемых со свитами долинской и наддолинской соседнего Карагандинского бассейна, ниже которых лежат отложения с фауной и флорой нижнего и среднего карбона.

Кроме того, этот материал по пелециподам показал, что как прежде произведенное сопоставление Кузбасса и Западного Таймыра по фауне пелеципод из угленосных отложений верхней перми [Люткевич, 1941, 1951], так и сделанное в настоящей работе заключение о нижнепермском возрасте отложений, содержащих вышеописанную фауну пелеципод, не дают основания оставлять прежнее представление о каменноугольном возрасте большей части разреза угленосных отложений Кузбасса. Как этот новый материал по пелециподам юга Западной Сибири, так и поступающий новый материал по пелециподам из угленосных отложений верхнего палеозоя Сибирской платформы указывают на то, что общепринятые взгляды геологов на возраст тех или иных отложений не являются последней инстанцией в познании геологического возраста, зависящего всегда от степени изученности палеонтологического материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е н е д и к т о в а Р. Н. Первая находка алыкаевской фауны пелеципод за пределами Кузбасса. Тр. Томск. гос. ун-та, сер. геол., т. 132, 1954.
Л и х а р е в Б. К. Zur Frage über das Alter der Perm-Kalksteine der Onega—Dwina Wasserscheide. Зап. Мин. об-ва, сер. 2, ч. LIV, вып. 1, 1925.
Л ю т к е в и ч Е. М. Нахождение верхнепермских пелеципод на Зап. Таймыре. ДАН СССР, т. XXXI, № 4, 1941.

- Люткевич Е. М. Пелециподы пермских отложений Западного Таймыра, Тр. НИИГА, т. XXXIII, 1951.
- Масленников Д. Ф. Верхнепермские пластинчатожаберные Северного края, Тр. ЦНИГРИ, вып. 29, 1935.
- Пейбург М. Ф. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений северо-восточного Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- Нехорошев В. П. Находка морских верхнепалеозойских отложений в Зайсанской котловине. ДАН СССР, т. III (VIII), № 1 (61), 1935.
- Нехорошев В. П. Хребет Саур. Изд. Инст. геол. АН СССР. Очерки по геологии Сибири, вып. 9, 1941.
- Нечасов А. В. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Общ. ест. при Каз. ун-те, т. XXVII, вып. 4, 1894.
- Рагозин Л. А. Пластинчатожаберные из угленосных отложений южной части Кузнецкого бассейна. Тр. НИУИ [Востокугля, сер. Г, вып. 1, Новосибирск, 1931.
- Рагозин Л. А. Пелециподы балахонской свиты Кузбасса. Тр. Томск. Гос. ун-та, т. 88, 1935.
- Рагозин Л. А. О некоторых пелециподах из угленосной толщи Тунгусского бассейна. Тр. Томск. гос. ун-та, т. 93, 1938.
- Рагозин Л. А. Представители рода *Najadites* Dawson в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна. Вopr. геол. Азии, т. 1, изд. АН СССР, 1954.
- Рагозин Л. А. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири, т. II, изд. Зап.-Сиб. геол. упр., М., 1955.
- Сендерзон Э. М., Халфин Л. Л. и Яблоков В. С. О стратиграфии Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1954.
- Сократов Г. И. Основные черты геологического строения юго-западной Калбы. Мат. ЦНИГРИ, общ. сер., вып. 2, 1937.
- Федотов Д. М. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна. Тр. ЦНИГРИ, вып. 97, 1937.
- Федотов Д. М. Пелециподы из угленосных отложений преимущественно промышленных районов Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, сер. биол., № 1, 1938.
- Халфин Л. Л. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 9, Новосибирск, 1950.
- Халфин Л. Л. Атлас руководящих форм ископаемых флоры и фауны пермских отложений Кузнецкого бассейна. Изд. ВСЕГЕИ, 1956.
- Чернышев Б. И. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, пермская система, VI, изд. ЦНИГРИ, 1939.
- Штукенберг А. Общая геологическая карта России. Лист 127, тр. Геол. ком., т. XVI, № 1, 1898.
- Diener C. Permian Fossils of the Central Himalayas. Memoirs of the Geol. Survey of India. Palaeontologia Indica. Ser. XV, vol. I, p. 5, 1903.

1960

Труды ВНИГРИ

Выпуск 154

Палеонтологический сборник, 2

А. А. САВЕЛЬЕВ

**О НЕКОТОРЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ТРИГОНИИДАХ
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

В статье описывается несколько видов тригониид из нижнего волжского яруса, происходящих из района р. Ятрия (восточный склон Приполярного Урала). Помимо своего стратиграфического значения материал этот интересен тем, что является конкретным примером, иллюстрирующим наличие тригониид в районах типичного развития бореальной зоогеографической провинции, где количество и разнообразие тригониид как правило резко уменьшается. Необходимо также подчеркнуть, что из области восточного склона Приполярного Урала тригонииды в данном случае описываются впервые.

Применяемая при описании этой фауны терминология была подробно пояснена автором в его работе о нижнемеловых тригонидах Машгышлака [1958].

Фауна, описанная в данной работе, была доставлена автору М. С. Месяжниковым (сборы 1955—1957 гг.), за что автор выражает ему свою признательность. Она хранится в монографическом отделе музея Нефтяной геологии ВНИГРИ в Ленинграде.

ТИП MOLLUSCA. МЯГКОТЕЛЫЕ**КЛАСС BIVALVIA ИЛИ LAMELLIBRANCHIATA****Двустворчатые или пластинчатожаберные****Надотряд EULAMELLIBRANCHIATA. Настоящие пластинчатожаберные****Отряд Schizodonta Neumayer, 1883. Расщепленнозубые****НАДСЕМЕЙСТВО TRIGONIACEA Steinmann, 1903****СЕМЕЙСТВО TRIGONIDAE Lamarck, 1819. Тригонииды****Подсемейство MYOPHORELLINAE Kobayashi, 1954****(=Vaugoniinae Kobayashi, 1954). Миофореллины****Род MYOPHORELLA Bayle, 1878****Подрод *Myophorella* s. str.**

(= группа *Clavellatae* Agassiz, 1840; = *Haidaia* Crickmay, 1930; = *Clavotrigonia* Lebküchner, 1932; = *Clavotrigonia* Leanza, 1940; = *Promyophorella* Kobayashi et Tamura, 1955)

Myophorella (Myophorella) borealis Saveliev sp. n.

Табл. I, фиг. 1; табл. II, фиг. 1, 2

Голотип. Экземпляр 1847, табл. I, фиг. 1.

Д и а г н о з. Раковина удлинённая, с макушками сильно смещёнными вперед. Передняя зона прямая и широкая. Верхний край длинный, сифональный край сильно скошенный. Переднее поле соединяется с задним под углом в $135-138^\circ$. На переднем поле от 16 до 19 диагональных слабо изогнутых бугорковых рядов. Предкилевая бороздка, три киля и срединная бороздка хорошо развиты. Арея узкая и гладкая, верхняя ее часть в 2,0—2,5 раза уже нижней. Щиток умеренно выпуклый.

К о л и ч е с т в о и с о х р а н н о с т ь м а т е р и а л а. В коллекции имеется 6 экземпляров удовлетворительной сохранности разных стадий роста; все они двустворчатые; вещество раковины превратилось в крупнокристаллический арагонит; скульптура сохранилась вплоть до мельчайших деталей; внутреннее строение, однако, не прослеживается. Кроме того, имеется 3 крупных внутренних ядра. Все экземпляры происходят из конкреций крепкого зеленовато-серого слюдистого песчаника.

Размеры	Экз. 1843	Экз. 1847 табл. I, фиг. 1; голотип	Экз. 1849 табл. II, фиг. 1
Длина, мм	61,0 (1)	84,0 (1)	100,0 (1)
Высота	0,70	0,80	0,77
Выпуклость створки	0,21	0,24	0,23
Длина внешнего киля	0,90	0,90	0,96
Длина сифонального края	0,28	0,30	0,39
Смещенность макушки	0,20	0,17	0,19
Угол макушки	90°	88°	95°

О б щ е е о п и с а н и е. Раковина большая, значительно удлинённая, умеренно выпуклая, с макушками, сильно смещёнными вперед. Верхняя половина переднего края, соответствующая хорошо развитой передней зоне, прямая, нижняя половина закругленная, плавно переходящая в значительно более длинный, слабо выпуклый нижний край. Длинный и значительно скошенный верхний край под углом в $146-158^\circ$ соединяется со слабо и неравномерно выпуклым, сильно скошенным сифональным краем. Скошенность и длина сифонального края явственно увеличиваются с возрастом, что хорошо можно проследить, сравнивая юный (№ 1843) и средний (табл. I, фиг. 1а) экземпляры со старым экземпляром (табл. II, фиг. 1). Заднее поле образует с плоскостью переднего поля угол, колеблющийся от 135 до 138° .

Маленькие, слабо выдающиеся макушки весьма слабо загнуты внутрь и умеренно повернуты назад.

Передняя зона * прямая, широкая и плоская; она резко отделена от боковой поверхности раковины; отношение ширины передней зоны к ее длине у голотипа равно 5,2. Луночка не обособлена, но в том месте, где она должна была быть, между створками замечается маленькое лап-

* Под передней зоной автор понимает овальную или ланцетовидную по форме площадь, обычно перпендикулярную плоскости смыкания створок и расположенную непосредственно под макушками (или под луночкой). У тригониид эта зона имеет довольно разнообразное строение.

цветовидное зияние (табл. I, фиг. 16). Отношение ширины заднего поля к ширине переднего поля колеблется от 0,35 до 0,36. У голотипа, относящегося к взрослой стадии, вполне отчетливо насчитывается девять годовых колец, у наибольшего же экземпляра с явными старческими признаками (экз. 1849, табл. II, фиг. 1) этих колец значительно больше, возможно, около четырнадцати, но они так сильно затемняются резкими линиями нарастания, что сосчитать их вполне точно не оказывается возможным.

Переднее поле покрыто довольно правильными диагональными рядами крупных, округлых (у голотипа) либо явственно треугольных (табл. II, фиг. 1) бугорков. Ряды эти всюду слабо изогнуты, строго параллельны друг другу и более или менее перпендикулярны линии внешнего кия, до которого они впрочем нигде не доходят. Расстояния между рядами у большинства экземпляров равны диаметру бугорка, исключение составляет лишь один образец, у которого расстояния между рядами более узкие (табл. II, фиг. 1). Количество рядов, в зависимости от возраста, колеблется от 16 (у наиболее юного экземпляра) до 19 (у наиболее старого), у голотипа насчитывается 17 рядов бугорков. Переходя через края передней зоны, бугорки превращаются в узкие бугристые ребра, которые быстро исчезают, благодаря чему поверхность передней зоны в основном гладкая, покрытая лишь линиями нарастания (табл. I, фиг. 16). Резко выраженная и относительно широкая предкилевая полоска отделяет ряды бугорков от внешнего кия; она протягивается от макушки к задне-нижнему углу раковины, равномерно расширяясь. У наиболее крупного экземпляра эта полоска особенно широка, причем вблизи краев раковины границы ее начинают расплываться, что, по-видимому, следует считать одним из старческих признаков.

Все три кия хорошо развиты, особенно в пределах двух первых годовых колец, где их узкие гребни несут ряды мелких бугорков; позднее эти бугорки сглаживаются и исчезают. Узкая арка покрыта грубыми линиями нарастания, но в примакушечной части на ней иногда можно наблюдать очень слабые, едва заметные следы поперечных ребрышек. Очень хорошо развитая на всем своем протяжении срединная бороздка делит арку на две части, из которых верхняя в 2,0—2,5 раза уже нижней (табл. I, фиг. 1в). Умеренно широкий щиток в средней своей части изящно вогнут, а в верхней части значительно приподнят; в целом его можно считать умеренно выпуклым. Отношение ширины щитка к его длине колеблется от 0,11 до 0,18. Отношение длины лигаментной ямки к длине щитка колеблется от 0,34 до 0,40. Поверхность щитка покрыта лишь равномерными линиями нарастания и годовыми кольцами; последние здесь прослеживаются лучше, чем в других частях раковины.

Внутреннее строение не прослеживается, однако некоторые признаки можно проследить по крупным часто встречающимся ядрам, одно из которых изображено на табл. II, фиг. 2. Присутствие длинного цилиндрического отростка на макушке этого ядра с левой его стороны свидетельствует о наличии хорошо развитой и глубокой ямки мускула элеватора. Резкая мантийная линия вблизи сифонального края образует резкий угол и проходит через середину хорошо выраженного отростка заднего аддуктора. Отпечатки жаберного и анального углублений резкие; ширина последнего превышает ширину верхней части ареи.

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и я. Наиболее близким видом является *Myophorella (Myophorella) uralica* Sav. sp. n., отличия которого будут указаны ниже при его описании. Другими близкими и,

вероятно, родственными видами являются следующие: *M. (M.) jarryi* (B i g.), *M. (M.) choffati* (B i g.) и *M. (M.) lennieri* (B i g.).

Рассматриваемый вид близок к *M. (M.) jarryi* (B i g.) по общей форме, по характеру бугорковых рядов, по наличию предкилевой полоски и строению ареи, верхняя часть которой значительно уже нижней. Однако и отличия довольно значительны. Описываемый вид отличается от сравниваемого вида более тупым углом между ареей и передним полем (135—138° против почти прямого угла у сравниваемого вида), более широким и выпуклым щитком, значительно менее развитыми бугорками на киях, не доходящими даже до середины ареи, и чрезвычайно слабым развитием поперечных ребрышек ареи, наблюдающихся в виде неясных штрихов лишь в примакушечной части. Весьма велики также отличия в скульптуре: у описываемого вида ряды бугорков слабо изогнуты, почти перпендикулярны линии внешнего кия и снабжены более мелкими бугорками, у сравниваемого вида ряды эти более изогнуты и, приближаясь к килю, изгибаются вверх, имея явную тенденцию к вертикальному положению (см. Bigot, 1892—93, табл. XVII, фиг. 2 и 3), что вовсе не свойственно виду из Приполярного Урала.

От вида *M. (M.) choffati* (B i g.) описываемый вид отличается более плоской и более резко обособленной передней зоной, более широкой и более резко выраженной предкилевой полоской, значительно менее резко развитыми бугорками на киях, почти полным отсутствием поперечных ребрышек на арее (у сравниваемого вида, напротив того, эти ребрышки хорошо развиты на значительной части ареи) и явственно более широким и несколько более выпуклым щитком.

Вид *M. (M.) lennieri* (B i g.) отличается от описываемого вида более тупым углом между ареей и передним полем, более резким наружным килем, снабженным относительно более крупными бугорками на всем его протяжении, менее четко развитой предкилевой полоской и иным характером бугорковых рядов — судя по фотографии Биго (там же, табл. XV, фиг. 9), ряды эти менее многочисленны и сильно изогнуты (особенно на поздних стадиях развития раковины), причем бугорки на них имеют тенденцию к слиянию, что совершенно не свойственно описываемому новому виду.

Менее близкими видами, но вероятно все же отдаленно родственными, являются следующие: *M. (M.) voltzii* (A g.), *M. (M.) thurmanni* (C o n t.), *M. (M.) aff. thurmanni* (C o n t.) (Spath, 1936, стр. 113—115, табл. 41, фиг. 8, табл. 42, фиг. 10). От этих видов описываемый вид отличается более смещенной вперед макушкой, наличием предкилевой полоски, значительно более многочисленными и менее косыми рядами более мелких бугорков переднего поля и чрезвычайно слабо развитыми поперечными ребрышками на арее. Кроме того, рассматриваемый вид дополнительно отличается от *M. (M.) thurmanni* (C o n t.) наличием среднего кия, а от *M. (M.) aff. thurmanni* (C o n t.) — более скошенным сифональным краем и более узкой верхней частью ареи; есть и другие, менее важные, отличия.

Вид *M. (M.) alina* (C o n t.) отличается от рассматриваемого вида менее смещенной вперед макушкой, отсутствием предкилевой полоски, наличием выпуклой (и вероятно необособленной) передней зоны, полностью покрытой рядами бугорков * и наличием грубых складок на киях и арее.

* О характере передней зоны у *M. (M.) alina* (C o n t.) автор мог судить только исходя из рисунка в работе Контежана [Contejean, 1858, табл. XIV, фиг. 4). Автор предполагает, что передняя зона у этого вида выпуклая на основании того, что передний край раковины сильно и равномерно выпуклый (там же, табл. XIV, фиг. 3).

В о з р а с т. Верхняя юра: верхняя часть нижнего волжского яруса, зона *Dorsoplanites* sp. и *Pallasiceras* sp. (вероятный аналог верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*) по М. С. Месежникову [1959].

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточный склон Приполярного Урала: р. Ятрия. Вид пока отмечен только в бассейне указанной реки, где он встречается весьма часто.

Myophorella (Myophorella) uralica Saveliev sp. n.

Табл. III, фиг. 1

Голотип экземпляр 1848, табл. III, фиг. 1.

Д и а г н о з. Раковина умеренно выпуклая, удлиненная. Передняя зона прямая, узкая и короткая. Короткий сифональный край умеренно скошен. Переднее поле соединяется с задним под углом в 146° . Имеется предкилевая полоска. На переднем поле 15 умеренно скошенных слабо изогнутых бугорковых рядов; бугорки мелкие. Внешний и внутренний кили отмечены перегибами. Срединный киль отсутствует. Срединная бороздка хорошо развита. Арея узкая и гладкая: верхняя ее часть в 3 раза уже нижней. Щиток умеренно выпуклый.

К о л и ч е с т в о и с о х р а н н о с т ь м а т е р и а л а. В коллекции имеется один взрослый двустворчатый экземпляр хорошей сохранности, происходящий из конкреции зеленовато-серого слюдистого песчаника.

Р а з м е р ы г о л о т и п а

Длина, мм	87,0	(1)
Высота	0,77	
Выпуклость створки	0,17	
Длина внешнего кия	0,95	
Длина сифонального края	0,25	
Смещенность макушки	0,25	
Угол макушки	87°	

О б щ е е о п и с а н и е. Раковина умеренно выпуклая, длина ее значительно превышает высоту. Передний край имеет плавно полукруглое очертание и незаметно переходит в более длинный, но менее выпуклый нижний край. Верхний край прямой и длинный, сифональный край короткий и слабо скошенный; края эти образуют угол в 138° . Передняя зона прямая, узкая и короткая. Арея и площадь переднего поля образуют угол в 146° . Отношение ширины заднего поля к ширине переднего поля равно 0,40. Маленькие макушки умеренно смещены вперед, очень слабо загнуты внутрь и слабо повернуты назад.

На переднем поле 15 слабо изогнутых косых бугорковых рядов, состоящих из мелких, округлых, тесно сидящих бугорков. Наибольшая изогнутость рядов наблюдается в наиболее широкой части переднего поля. Приближаясь к линии внешнего кия, ряды эти не имеют тенденции к изгибу вверх. Расстояния между рядами несколько изменчивы: вблизи сифонального края расстояние это равно диаметру бугорка, но в наиболее широкой части переднего поля оно равняется уже ширине двух бугорков. Не доходя до внешнего кия, ряды бугорков обрываются, и здесь образуется не особенно резкая, но все же ясно прослеживающаяся гладкая предкилевая полоска, равномерно расширяющаяся в направлении от макушки к задне-нижнему углу.

Узкая и гладкая арея делится на две части, хорошо развитой срединной бороздкой; верхняя часть ареи в три раза уже нижней. Внешний и внутренний кили отмечены ясно выраженными, но не резкими перегибами,

на которых ближе к макушке замечаются маленькие неровности (возможно, что у экземпляров лучшей сохранности эти части килей имеют маленькие бугорки, как и у *M. (M.) borealis* Savèl. sp. n.). Срединный киль отсутствует. Щиток вблизи внутреннего кия вогнут, а в верхней части явственно приподнят (в целом его можно считать умеренно выпуклым). Отношение ширины щитка к его длине равно 0,14. Отношение длины лигаментной ямки к длине щитка равно 0,37. Поверхность щитка покрыта только линиями нарастания.

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и я. Наиболее близким видом является *M. (M.) borealis* Savèl. sp. n., от которой рассматриваемый вид отличается несколько меньшей выпуклостью, несколько более коротким и менее скошенным сифональным краем, более узкой и короткой передней зоной, отсутствием срединного кия и более слабым развитием двух других килей, а также гораздо менее резко выраженными рядами бугорков переднего поля, состоящими из более мелких и более низких бугорков.

Другим довольно близким по морфологическим особенностям является вид *M. (M.) fischeri* (B i g.), от которого рассматриваемый вид отличается следующими признаками: меньшей высотой, более длинным верхним краем, более коротким сифональным краем, более широкой предкилевой полоской, менее изогнутыми рядами бугорков и выпуклым щитком. Вероятно, есть и другие отличия (возможно в строении ареи), но конкретные данные в этом отношении отсутствуют, так как описание сравниваемого вида в работе Биго [1892—93, стр. 326, табл. XV, фиг. 8] лаконичное, а единственный изображенный им экземпляр показан только в одном положении.

От *M. (M.) jarryi* (B i g.) описываемый вид отличается более узкой передней зоной, коротким сифональным и длинным верхним краями, слабым развитием килей и в особенности отсутствием срединного кия, менее изогнутыми рядами бугорков переднего поля, выпуклым и более широким щитком и еще целым рядом других, менее важных особенностей.

От видов, группирующихся вокруг *M. (M.) veltzii* (A g.) (см. описание предыдущего вида), рассматриваемый вид отличается значительно менее резкими рядами бугорков, наличием предкилевой бороздки, отсутствием скульптуры на арее и рядом других важных признаков.

В о з р а с т. Верхняя юра: верхняя часть нижнего подъяруса нижнего воляжского яруса, зона *Dorsoplanites* sp. и *Pallasiceras* sp. (вероятно, аналог верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*), по М. С. Мессежникову [1959].

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточный склон Приполярного Урала: река Ятрия.

Myophorella (Myophorella) obscura Savèl. sp. n.

Табл. III, фиг. 2

Голотип, экземпляр 1851, табл. III, фиг. 2.

Д и а г н о з. Раковина треугольная. Макушки незначительно смещены к переднему краю. Длина несколько превышает высоту. Передний край полукруглый; верхний край длинный и сильно скошенный; сифональный край очень короткий. Передняя зона выпуклая. Ряды бугорков (в количестве около 17) слабо скошены и слабо изогнуты. В передней части они несколько спутываются, а некоторые ряды раздваиваются.

ваются. Арея узкая и гладкая. Верхняя ее часть лишь немногим уже нижней. Три кия развиты в виде рядов разреженных бугорков. Срединная бороздка очень слабая. Щиток плоский и гладкий.

Количество и сохранность материала. В коллекции имеется один двустворчатый экземпляр хорошей сохранности, происходящий из конкреции зеленовато-серого слюдястого песчаника.

Размеры голотипа

Длина, мм	58,0	(1)
Высота	0,88	
Выпуклость створки	0,30	
Длина внешнего кия	0,89	
Длина сифонального края	0,35	
Смещенность макушки	0,35	
Угол макушки	88°	

Общее описание. Раковина треугольная, с макушками, незначительно смещенными к переднему краю, умеренно повернутыми назад и умеренно завернутыми внутрь. Длина незначительно превышает высоту. Выпуклый, почти правильно полукруглый передний край плавно переходит в почти столь же выпуклый и лишь немногим более длинный нижний край. Длинный и сильно скошенный верхний край под углом в 146° соединяется с коротким сифональным краем. Отношение ширины заднего поля к ширине переднего поля равно 0,38. Арея и переднее поле образуют угол в 136° . Наибольшая выпуклость расположена в средней части переднего поля. Передняя зона слабо выпуклая, не резко отделенная от боковых сторон раковины.

На переднем поле около 17 диагональных, слабо скошенных и слабо изогнутых рядов треугольных бугорков. Ряды эти почти перпендикулярны линии внешнего кия (до которого они, впрочем, не доходят), но правильное их расположение выдерживается лишь на коротком расстоянии в средней части переднего поля; приближаясь к переднему краю, ряды спутываются, причем некоторые из них раздваиваются (как у *Orthotrigonia*), одновременно бугорки уменьшаются в размерах. На площади передней зоны ряды бугорков превращаются в мелкобугорчатые сплошные ребра, достигающие до самого переднего края, по отношению к которому они занимают строго перпендикулярное положение. Имеется хорошо развитая предкилевая полоска.

Арея узкая, поверхность ее гладкая (покрытая лишь следами нарастания). Верхняя ее часть лишь немногим уже нижней. Три кия выражены в виде рядов хорошо развитых бугорков. Бугорки в этих рядах разрежены в такой мере, что промежутки между ними в 1,5—2,0 раза шире диаметра бугорка. Срединная бороздка развита очень слабо. Следует отметить, что наружный киль прослеживается в основном по бугоркам, перегиб же поверхности створки на линии этого кия едва заметен; напротив, внутренний киль прослеживается не только по бугоркам, но и по весьма резкому перегибу, явственно отделяющему арею от щитка. Щиток широкий, покрытый лишь следами нарастания. Каждая половинка щитка в средней своей части несколько вогнута, а вблизи плоскости смыкания створок и у внутреннего кия слабо приподнята. В целом щиток следует считать плоским, так как он не возвышается над гребнем внутреннего кия. Отношение ширины щитка к его длине равно 0,47. Отношение длины лигаментной ямки к длине щитка равно 0,31.

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и я. Наиболее интересной особенностью рассматриваемого вида является наличие у него раздваивающихся бугорковых рядов — признака, характерного для подрода *Orthotrigonia* Со х (1952). Подрод этот, распространенный от байоса до кимериджа и включающий около десятка видов, характеризуется, однако, и другими признаками, у рассматриваемого вида отсутствующими. По этой причине, а также ввиду наличия у автора лишь одного экземпляра описываемого вида (материал этот, разумеется, не позволяет объективно судить о филогенетическом значении вышеупомянутого признака), автор не решается высказаться вполне определенно в пользу родства данного вида с *Orthotrigonia*. Такая возможность, однако, не может быть полностью исключена, и будущие исследователи должны с этим считаться. Поскольку, однако, вопрос этот в настоящее время неясен, а разветвленные бугорковые ряды могли, как исключение, возникнуть самостоятельно и у подрода *Myophorella* s. str., характеризующегося значительно более разнообразными направлениями эволюции в сравнении с *Orthotrigonia* описываемый вид включается в подрод *Myophorella* s. str., но включение это, как видно из всего вышеизложенного, следует считать вполне условным.

Наиболее близким видом, вероятно, следует считать оксфордский вид *Myophorella (Myophorella) bronni* (A g.), от которого рассматриваемый вид отличается многочисленными рядами бугорков спутывающимися и отчасти раздваивающимися спереди, наличием значительно более резкой предкилевой полосы, несколько более узкой ареей и менее развитой срединной бороздкой.

Другим близким видом является портландская *M. (M.) concentrica* (A g.), от которой описываемый вид отличается более прямым наружным килем, состоящим из ряда далеко отстоящих друг от друга довольно крупных бугорков, наличием предкилевой бороздки и наличием менее изогнутых бугорковых рядов, спутывающихся и отчасти разветвляющихся спереди.

M. (M.) rigauxiana М.-С., напоминающая рассматриваемый вид лишь по контуру раковины, отличается от последнего менее многочисленными правильными и более изогнутыми бугорковыми ребрами, состоящими из гораздо более крупных бугорков, отсутствием предкилевой бороздки и отсутствием срединного кия.

В о з р а с т и м е с т о н а х о ж д е н и е. Единственный имеющийся в распоряжении автора экземпляр этого вида происходит из осыпи в пределах развития отложений нижнего волжского яруса.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Представители рода *Myophorella* редко отмечаются в северных широтах. Тем больший интерес поэтому представляют описанные в данной работе три новых вида данного рода из Приполярного Урала. Несмотря на то, что егеренюрское море данной области, относящееся к бореальной зоогеографической провинции, не имело прямого сообщения с теми более южными областями, где миофореллы были богато представлены (Подмосковье, Западная Европа, Мангышлак, Западная Туркмения), описанные новые виды являются вполне типичными представителями *Myophorella* s. str. и их родственные взаимоотношения, вероятно, нетрудно будет установить.

Виды *M. (M.) borealis* S a v e l. sp. n. и *M. (M.) uralica* S a v e l. sp. n., по представлениям автора, могут быть присоединены к ряду верхнеюрских родственных видов миофорелл, образующих особую филогруппу, которую можно обозначить в качестве филогруппы *M. (M.) perlata* A g. * Этот вид, существующий в келловее и оксфорде, образует корень филогруппы (рис. 1) и дает начало, с одной стороны, виду *M. (M.) hudlestoni* (L y c.), с другой — целому ряду видов, описанных Биго (1892—1893)

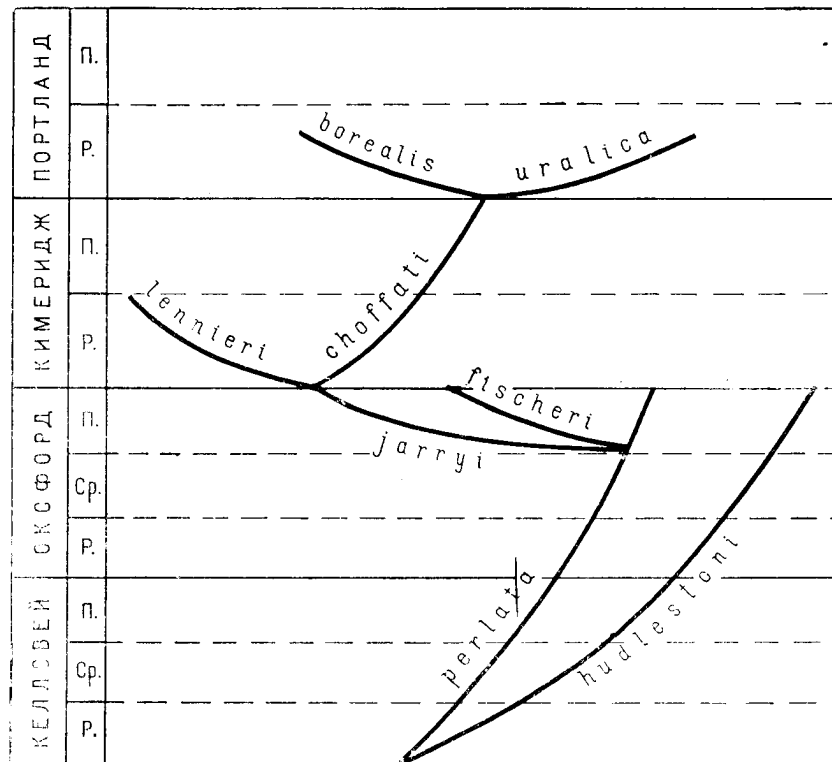


Рис. 1. Схема развития филогруппы *Myophorella (Myophorella) perlata* (A g.).

из оксфорда и кимериджа Франции; виды эти следующие: *M. (M.) jarryi* (B i g.) (верхний оксфорд), *M. (M.) fischeri* (B i g.) (верхний оксфорд), *M. (M.) lennieri* (B i g.) (нижний кимеридж) и *M. (M.) choffati* (B i g.) (кимеридж). В веке нижнего волжского яруса, вероятно от *M. (M.) choffati* (B i g.), отщепляются виды *M. (M.) borealis* S a v e l. sp. n. и *M. (M.) uralica* S a v e l. sp. n., которые образуют вершину филогруппы.

Стабильными особенностями этой филогруппы является комбинация следующих признаков: вытянутая форма раковины, узкая арея, у кото-

* Под филогруппой автор понимает группу близко родственных видов, объединенных тесным и несомненным родством. Стержнем филогруппы являются стабильные признаки, которые в значительной мере и являются основанием для выделения филогруппы. Нестабильные признаки, делящиеся на ряд категорий (невозвратные, возвратные, широко мобильные, редкие и экзотические), являются благодарным объектом для прослеживания истории развития филогруппы.

рой, кроме того, верхняя часть значительно уже (в 2—3 раза) нижней и, наконец, наличие предкилевой полоски. Следует подчеркнуть, что данная филогруппа существует в течение всей верхнеюрской эпохи и в целом является весьма консервативной. Из признаков, непрерывно изменяющихся в одном направлении (их автор называет невозвратными), следует назвать скульптуру, развитие которой характеризуется увеличением числа бугорковых рядов. Возвратным признаком является выпуклый щиток, наблюдающийся у *M. (M.) perlata* (A g.), *M. (M.) borealis* S a v e l. sp. n. и *M. (M.) uralica* S a v e l. sp. n., но отсутствующий у промежуточных видов; следует, однако, отметить, что выпуклость щитка у вышеперечисленных видов является весьма умеренной. Из новых признаков следует указать исчезновение килевых бугорков у *M. (M.) borealis* S a v e l. sp. n. и *M. (M.) uralica* S a v e l. sp. n. Редким признаком (в пределах данной филогруппы) можно считать отсутствие срединного кля у *M. (M.) uralica* S a v e l. sp. n. Экзотические признаки отсутствуют.

Потомком данной филогруппы, возможно, является неокотский вид *M. (M.) ingens* (L u c.), характеризующийся уплотнением бугорковых рядов, бугорки которых уже отчасти теряют правильность расположения в связи с увеличением их количества. Однако вид этот совместно с видами *M. (M.) lowinson-lessingi* (R e n g.) и *M. (M.) invittulina* S a v e l., относится уже к другой филогруппе.

Параллельно филогруппе *M. (M.) perlata* (A g.), в оксфорде и портоланде развивается филогруппа *M. (M.) voltzii* (A g.), к которой, наряду с последним видом, принадлежат виды *M. (M.) thurmanni* (C o n t) и *M. (M.) aff. thurmanni* (C o n t), описанная Спетом [1936]. Возможно, что группа *M. (M.) perlata* (A g.) и группа *M. (M.) voltzii* (A g.) ответвились от какого-то одного отдаленного (вероятно, уже в средней юре) предка, но от какого именно, автор затрудняется указать.

Вид *M. (M.) obscura* S a v e l. sp. n., благодаря наличию у него некоторых оригинальных особенностей (раздваивание бугорковых рядов), в морфологическом отношении занимает промежуточное положение между под родами *Myophorella* s. str. и *Orthotrigonia* C o x. Возможно, что эта особенность данного вида указывает на его родство с *Orthotrigonia*, и тогда вид этот можно считать последним представителем под рода *Orthotrigonia* * в верхней юре. Но не менее вероятно и то, что оригинальные особенности *M. (M.) obscura* S a v e l. sp. n. образовались самостоятельно в ветви *Myophorella* s. str. благодаря параллельному развитию признаков. Вопрос этот из-за скудности материала, имевшегося в распоряжении автора, остался не решенным, и рассматриваемый вид был условно отнесен к *Myophorella* s. str.

В верхнем подъярусе нижнего волжского яруса (в зоне *Laugeites stschurovskii*) бассейна р. Ятрия довольно часто встречаются ядра тригонийд, ближе не определенных, вероятно принадлежащие какому-то одному виду. Форма их более или менее овальная, длина лишь немногим превышает высоту, замочный аппарат (судя по отпечаткам зубов) мощный, цилиндрические слепки ямок мускулов эливаторов короткие, что говорит о слабом развитии соответствующих ямок; элементы скульптуры (мельчайшие даже намеки на нее), к сожалению, отсутствуют. Хотя автор довольно пессимистически смотрит на возможность точного опреде-

* До сих пор наиболее поздние представители *Orthotrigonia* отмечались в оксфорде.

ления тригонид по ядрам, все же он счел нелишним изобразить одно такое ядро (табл. I, фиг. 2), поскольку подобные ядра характерны для вышеуказанных слоев. Следует отметить, что форма ядер близка к форме раковин вида *M. (M.) obscura* S a v e l. sp. n., но этого недостаточно для того, чтобы определенно утверждать о принадлежности этих ядер к данному виду.

ЛИТЕРАТУРА

- М и х а й л о в Н. П. Стратиграфия мезозоя Восточного склона Северного Урала. Труды межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Гостоптехиздат, 1957.
- С а в е л ь е в А. А. Нижнемеловые тригониды Мангышлака и Западной Туркмении. Труды ВНИГРИ. Гостоптехиздат, 1958.
- B i q u e t A. Contributions à l'étude de la faune jurassique de Normandie. I Mém. Sur les Trigonies. Mém. Soc. Linn. Normand. Vol. XVII. Caen, 1893.
- C o n t e j e a n Ch. Étude de l'étage Kimmeridien dans les environs de Montbéliard (Séance du 14 août 1858). Mémoires de la Société d'Emulation du Doubs. Tom 3—4. Besançon (1859), 1860.
- C o x L. R. Notes on the Trigoniidae, with outlines of a classification of the family. Proceed. Malacol. Soc. London. Vol. 29, part 2 and 3. London, 1952.
- S p a t h L. F. The Upper Jurassic invertebrate faunas of Cope Leslie, Milne land. II. Upper Kimmeridgian and Portlandian. Meddelelser om Grønland udgivne af Kommissionen for videnskabelige undersøgelser i Grønland. Bd. 99, No. 3, 1936.

Палеонтологический сборник, 2

Г. Г. МАРТИСОН, Л. С. ВЕЛИКЖАНИНА

**СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ МОЛЛЮСКИ ИЗ НИЖНЕГО
МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Среди морских мезозойских отложений Западной Сибири встречаются горизонты, в большом количестве содержащие солонатоводные моллюски хорошей сохранности. В данной статье описывается коллекция пелеципод и гастропод, собранная геологами ВНИГРИ и авторами (сборы 1956—1957 гг.). Все описанные пелециподы относятся к роду *Cyrena* (семейство Cyrenidae) и представлены 12 видами. Часть из них хорошо сопоставляется с представителями того же рода из нижнемеловых толщ Северной Германии, описанных палеонтологом Дункером (Dunker, 1846), часть же оказалась новыми.

Из пелеципод описаны следующие виды: *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. subcaudata* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. carinatoides* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. pseudocredneri* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. angulata* Dunker, *C. uvatica* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. cf. zimmermanni* Dunker, *C. cf. brongniarti* Dunker, *C. apicina* Dunker, *C. cf. jugleri* Dunker, *C. plana* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. subovalis* Mart. et Velikzh. sp. n.

Гастроподы представлены следующими видами: *Melania turrisformis* Mart. et Velikzh. sp. n., *Micromelania bicarinata* Mart. et Velikzh. sp. n., *Lioplax elongata* (Dunker), *Bithynia* (?) *parva* Mart. et Velikzh. sp. n.

Вся описанная в данной работе фауна хранится в монографическом отделе музея ВНИГРИ в Ленинграде.

ТИП MOLLUSCA**КЛАСС BIVALVIA (=LAMELLIBRANCHIATA=PELECYPODA)****Отряд Eulamellibranchiata****Подотряд Heterodonta****СЕМЕЙСТВО CYRENIDAE Adams****Род CYRENA Lamarck, 1806**

Раковина небольшая, иногда очень маленькая, округлая или овальная, выпуклая, гладкая, часто килеватая. Макушка довольно выступающая, иногда заостренная, расположенная либо в центре, либо сдвинутая к переднему краю и скошенная. Линии роста хорошо развиты. Замок

состоит из двух кардинальных зубов, а также переднего и заднего боковых (латеральных) зубов. На левой створке как передний, так и задний латеральные зубы встречаются в виде одного удлиненного выступа, на правой же створке они раздвоены и имеют легкую частую насечку. Кардинальные зубы представлены двумя сравнительно массивными бугорчатыми выростами, расположенными под самой макушкой.

Cyrena wikulowskiensis Martinson et Velikzhaniina sp. n.

Табл. I, фиг. 1—3

Г о л о т и п. Экземпляр 1-P-2 (табл. I, фиг. 1—3). Готерив, циреповый горизонт. Западная Сибирь, район Викулова.

Д и а г н о з. Раковина довольно крупная, высокая, укороченная, с сильно скошенным задним краем, наклоненным под углом в 45° к нижнему краю. Резко выделяется острый косой киль, ограничивающий узкую килевую площадку от основного поля створки. Макушка сильно выступающая, заостренная, сдвинутая к переднему концу раковины, загнутая во внутрь и вперед.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Представители данного вида встречаются в виде хорошо сохранившихся раковин. Хорошо сохранился зубной аппарат, позволяющий точно установить систематическое положение вида. Количество найденных экземпляров 29.

О п и с а н и е. Среди различных видов найденных циреп представителей данного вида отличаются значительной величиной. Раковина округло-треугольной формы, выпуклая, довольно массивная, неравносторонняя, с резко выраженной килевой площадкой, отделенной косо идущим килем от основного поля раковины. Киль берет свое начало у заднего основания макушки, немного срезая ее и спускаясь прямой линией к заднему концу нижнего края. Апикальный угол равен 45° .

Замочный край раковины короткий, треугольной формы, передняя часть его слегка наклонена, с передним краем она образует почти тупой угол; задняя часть замочного края косо направлена к высокому и как бы срезанному заднему краю, с которым образует широкий угол. Передний край высокий, имеющий несколько угловатую форму в результате наличия верхнего тупого угла и дугообразного перехода в нижний край. Передний край косой, срезанный, идущий параллельно килю, нижний — почти прямой, иногда слегка вогнутый, очень короткий, соединенный с килем. Задний край косо срезанный, высокий и почти прямой. Макушка немного смещена к переднему краю, сильно выступающая, заостренная, загнутая вперед и во внутрь. Луночка сердцевидная. Площадка, прилегающая к луночке, ограничена намечающимся килем; связка развита довольно слабо.

На поверхности раковины, ниже макушки, наблюдается хорошо заметная вогнутость, расширяющаяся книзу и расположенная почти параллельно килю. Вогнутость заметна также на килевой площадке.

Вся поверхность раковины покрыта тонкими концентрическими линиями, среди которых выделяются более выступающие и рельефные кольца роста. Все эти линии расположены параллельно нижнему краю и наиболее резко выступают в нижней части раковины.

Зубной аппарат циреноидного типа, с двумя хорошо заметными кардинальными зубами и удлиненными боковыми (латеральными), на которых отчетливо видна мелкая и частая насечка.

Размеры. Длина крупных экземпляров 22 мм, высота 20,5 мм, выпуклость 12,5 мм.

Обоснование видовой принадлежности. Обладающая характерным для цирен замком и килеватостью, свойственной для многих других видов, *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n. значительно отличается от других представителей данного рода. Резкая скошенность заднего конца раковины, ее высота, выступающая макушка и вогнутость посредине створок придают этому виду своеобразный облик. Среди многочисленных северогерманских цирен лишь *Cyrena astarte* Dupk. имеет такую же высокую и укороченную форму, но лишена столь характерного для *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n. резкого кия и боковой вогнутости.

Время существования и географическое распространение. Данный вид характерен главным образом для готерива. В более низких или высоких горизонтах он не обнаружен. *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n. найдена в Викуловском, Яковлевском, Рязкинском и Покровском районах Западно-Сибирской низменности.

Геологическое значение. Встреченный в довольно большом количестве в саргатской серии осадков данный вид входит в общий циреновый комплекс, характерный для горизонта с солоноватоводной фауной. Имеет стратиграфическое значение.

Местонахождение. Западная Сибирь. Район Викулово: скв. 1-Р, интервал 1687 м; Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1012—1021 м; Рязкинский район: скв. 1-Р, интервал 1261,35 м; скв. 3-Р, интервал 1201,4—1205 м; Покровский район: скв. 3-Р, интервал 1373—1380,53 м; скв. 8-Р, интервал 1417—1426 м.

Cyrena subcaudata Martinson et Velikzhanina sp. n.

Табл. I, фиг. 4

Голотип. Экземпляр 1-Р-12 (табл. I, фиг. 4). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Тургайская впадина.

Диагноз. Раковина сравнительно крупная, треугольная, вытянутая, высокая, с резко выступающим килем, несколько сглаженная в своей нижней части. Передняя часть раковины укорочена и закруглена, задняя вытянута и заострена.

Макушка высокая и весьма острая.

Краткая характеристика материала. Представители данного вида встречаются в довольно большом количестве в глинистых породах. Раковины хорошей сохранности. Замок на некоторых створках прекрасно сохранился. Количество найденных экземпляров равно 21.

Описание. По сравнению с раковинками других видов рода *Cyrena*, раковина данного вида довольно крупная, косотреугольной формы, вытянутая, выпуклая и массивная. Наиболее характерным признаком является наличие удлиненного резко выступающего и слегка вогнутого кия, отграничивающего узкую скошенную килевую площадку от основной выпуклой площадки раковины.

Верхний или замочный край раковины имеет правильно-треугольную форму, с ниспадающими сторонами. Передняя часть замочного края круто падает в сторону переднего края, постепенно сливаясь с последним.

Передний край округленный, представляет собой широкую дугу, плавно переходящую в удлинённый, слегка выпуклый нижний край, который образует с килем почти острый угол. Задний край сильно скошен, постепенно сливается с задней частью замочного края, плавно поднимаясь к макушке.

Макушка высокая, сильно заостренная, немного сдвинутая к переднему краю, почти прямая и загнутая во внутрь.

Килевая площадка более узкая, чем у *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n., но более плавно спускающаяся. Зубной аппарат характерного циреноидного типа, состоящий из двух кардинальных и двух латеральных зубов. Кардинальные зубы слегка скошены и представлены двумя выступающими бугорками. Передний кардинальный зуб почти треугольной формы, довольно широкий; задний — более узкий и острый, небольшой. Передний латеральный зуб более короткий, чем задний. Хорошо заметна на них частая насечка. Поверхность раковины гладкая, покрытая лишь тонкими и частыми концентрическими линиями нарастания. В нижней части раковины они видны более отчетливо.

Размеры. Наиболее крупные экземпляры достигают в длину 23 мм, при высоте, равной 18,5 мм. Средняя длина раковины равна 19,5 мм, высота 16,5 мм.

Обоснование видовой принадлежности. Имея известное сходство с северогерманской *Cyrena caudata* Röm. et Gr., рассматриваемый вид отличается рядом существенных признаков. Задний конец сибирской формы значительно более вытянутый и заостренный, нижний край более прямой, а макушка гораздо более острая и прямая.

Имеется некоторое сходство с европейской *Cyrena parvirostris* Dup. et Gr., у которой задний конец такой же узко вытянутый. Однако у последней передний конец раковины очень короткий, и этим она значительно отличается от *Cyrena subcaudata* Mart. et Velikzh. sp. n.

От остальных сибирских форм описываемый вид сильно отличается своим узким килем.

Время существования и географическое распространение. Вид встречается в готериве Западной Сибири.

Геологическое значение. Довольно типичная форма для циренового горизонта Саргатской серии осадков. Имеет стратиграфическое значение.

Местонахождение. Западная Сибирь. Район Тургайской впадины: скв. 1-Р, интервал 994—1000 м; Покурский район: скв. 1-Р, интервал 2085,8 м; Рязанский район: скв. 3-Р, интервал 1200,5—1202,7 м; Шебисский район: скв. 1-Р, интервал 2009,7—2014,7 м; Ярский район: скв. 3-Р, интервал 1454,2—1460 м; Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1018 м.

Cyrena carinatoides Martinson et Velikzh. sp. n.

Табл. I, фиг. 5

Голотип. Экземпляр 3-Р-501 (табл. I, фиг. 5). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Рязанский район.

Диагноз. Раковина средних размеров, имеет форму почти равнобедренного треугольника, высокая, выпуклая. Киль хорошо выраженный, как бы срезающий всю заднюю часть раковины. Макушка острая,

загнутая во внутрь и вперед. Передняя часть раковины короткая и округленная. Замок циреноидного типа.

Краткая характеристика материала. Хорошо сохранившиеся раковины встречаются в большом количестве в циреновом горизонте. Хорошо сохраняется замок. Общее количество экземпляров равно 30.

Описание. По своим размерам раковины данного вида уступают крупным *C. wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n. и *C. subcaudata* Mart. et Velikzh. sp. n., но значительно крупнее мелких цирен типа *C. apicina* Dunker, *C. cf. brongniarti* (Dunker) и др. Характерным признаком является наличие чрезвычайно острого киль, как бы срезающего всю заднюю часть как макушки, так и всей раковины. Килевая площадка расположена почти перпендикулярно к основному полю раковины. Высокая и скошенная передняя часть створок, косой срез задней части их и сравнительно короткий, слабо выпуклый нижний край придают раковине форму равнобедренного треугольника. Замочный край образует острый угол, круто ниспадающий от макушки к смежным краям, с которыми он сливается незаметно. Нижний край образует с передним краем почти прямой угол, с задним краем — угол в 60°. Задний край, так же как и передний, круто ниспадающий. Макушка острая, треугольной формы, расположенная почти в центре замочного края, загнутая во внутрь и вперед.

Наружная поверхность раковины покрыта хорошо заметными частыми концентрическими линиями нарастания, среди которых выделяются некоторые темные более резкие. Замок выражен типично циреноидными зубами.

Форма раковины часто варьирует. Встречаются иногда более вытянутые формы, у которых задний край менее круто ниспадает, чем у типичных экземпляров.

Размеры: длина 9—13 мм, высота 8—11 мм.

Обоснование видовой принадлежности. Хотя данный вид имеет некоторые общие черты с *C. subcaudata* Mart. et Velikzh. sp. n., *C. wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n. и *C. pseudocredneri* Mart. et Velikzh. sp. n., он все же значительно отличается своей высокой треугольной формой. Киль у *C. carinatoides* Mart. et Velikzh. sp. n. более резко выражен, чем у большинства килеватых форм. Среди европейских видов аналогичных цирен нет.

Время существования и географическое распространение. *Cyrena carinatoides* Mart. et Velikzh. sp. n. характерна для готерива, встречается лишь в Западной Сибири.

Геологическое значение. Раковины данного вида, обладающие хорошей сохранностью, часто встречаются в циреновом горизонте. Вид имеет стратиграфическое значение.

Местонахождение. Западная Сибирь. Рязанский район: скв. 3-Р, интервал 1202,5—1206 м; Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1020 м; Тебисский район: скв. 2-Р, интервал 2065 м.

Cyrena pseudocredneri Martinson et Velikzhainina sp. n.

Табл. I, фиг. 6—7

Голотип. Экземпляр 1-Р-13 (табл. I, фиг. 6, 7). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь: район Тургайской впадины.

Д и а г н о з. Раковина обычно небольшая, реже крупная, выпуклая, высокая, короткая, почти правильно-треугольной формы. Киль сравнительно слабо выражен, в нижней части раковины сглаживается. Выпуклость нижнего и переднего краев придает раковине несколько округлый вид. Макушка выступающая, сдвинутая к переднему краю, загнута во внутрь.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Раковины хорошей сохранности встречаются, преимущественно, в алевролитах и глинах среди других представителей этого рода. Замок хорошо сохраняется. Общее количество экземпляров равно 25.

О п и с а н и е. Раковина имеет форму почти правильного треугольника, слабо скошенная, средних, даже крупных размеров, довольно выпуклая. Киль начинается у основания макушки, немного ее срезая, но он довольно слабо выражен, несколько сглажен и в нижней части слабо заметен. В результате этого килевая площадка менее четко отграничена, чем у *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n. и *C. subcaudata* Mart. et Velikzh. sp. n. Замочный край образует широкую дугу, плавно спускаясь и сливаясь со смежными краями, задняя ветвь его более удлиненная, чем передняя. Передний край выпуклый, переходит в нижний край широкой дугой. Нижний край образует дугу большого диаметра, выпуклый, немного срезан за килевой площадкой. Задний край короткий и слегка заостренный. Макушка довольно высокая, заостренная, сильно загнута во внутрь. Расположение макушки почти центральное; она лишь немного сдвинута к переднему краю и прямо расположена. Луночка ланцетовидная.

Замок расположен на дугообразно изогнутой зубной площадке, он относится к циреноидному типу.

Внешняя поверхность раковины гладкая, на ней хорошо заметны тонкие кольца роста, среди них некоторые более четко выступают. В нижней части раковины эти линии более заметны.

Р а з м е р ы. Длина 9—19 мм, высота 8,5—17 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Наибольшее сходство отмечается с северогерманской *Cyrena credneri* Rötting, от которой рассматриваемый вид отличается более выраженным килем, менее выпуклым нижним краем и меньшей выпуклостью. Отличия от сибирских видов значительны. Вид *Cyrena* cf. *zimmermanni* Dupk. имеет такую же высокую раковину. Однако последний меньших размеров и имеет более округленную форму. Кроме того, киль к *C. zimmermanni* Dupk. значительно слабее развит, а макушка более широкая и менее выступающая.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в пределах готерива. Основное распространение в Западной Сибири, близкие формы известны из Северной Германии.

Г е о л о г и ч е с к о е з н а ч е н и е. Довольно распространенная в циреновом горизонте саргатской свиты форма, указывающая на нижнемеловой (готерив) возраст. Имеет стратиграфическое значение.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная Сибирь, Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1012—1021 м; Уватский район: скв. 1-Р, интервал 1547 м; Рязанский район: скв. 3-Р, интервал 1200,5—1206 м; Тургайская впадина: скв. 1-Р, интервал 994—1000 м.

Cyrena angulata D u n k e r

Табл. I, фиг. 8

1846. *Cyrena angulata* D u n k e r. Dunker W. Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig. Табл. XIII, фиг. 1.

Д и а г н о з. Раковина довольно крупная, слегка вытянутая, слабо выпуклая, не очень высокая, с хорошо заметным острым килем. Килевая площадка узкая, но резко отграниченная от основного поля. Апикальный угол около 45° . Макушка сравнительно широкая и слабо выступающая над замочным краем.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Представители данного вида встречаются в довольно большом количестве в плотных глинах и аргиллитах. Сохранность экземпляров обычно хорошая, зубной аппарат отчетливо виден. Вид часто встречается совместно с *Cyrena subcaudata* M a r t. et V e l i k z h. sp. n. Количество найденных форм равняется 18.

О п и с а н и е. Раковина слабо выпуклая, несколько удлиненная, овально-треугольной формы, более низкая, чем предыдущие формы, довольно большая и массивная. Передняя часть раковины короче задней, задняя часть более заостренная. Имеется хорошо выраженный киль, который отделяет узкую килевую площадку от основного поля раковины. Зубной край сглаженный, дугообразно выпуклый, постепенно переходящий в смежные края. Передний край выпуклый, довольно высокий, переходящий в нижний край широкой дугой. Нижний край сравнительно вытянутый, выпуклый; с ниспадающим килем он образует угол в $55-60^\circ$. Задний край скошенный, часто немного вогнутый, незаметно переходящий в замочный край.

Замок типично циреноидный, с двумя кардинальными и длинными латеральными зубами, с тонкой и частой насечкой.

Наружная часть раковины гладкая, с тонкими, слабо заметными концентрическими линиями нарастания. В пижней части раковины выделяются более заметные, темные и широкие линии.

Макушка почти центрального расположения, она лишь немного сдвинута к переднему краю, довольно широкая и сглаженная, слабо выступающая. Киль почти не срезает заднюю часть макушки.

Р а з м е р ы. Длина 18—25 мм, высота 12—17 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Описываемая форма очень мало отличается от типичных экземпляров северогерманской нижнемеловой *Cyrena angulata* D u n k. В связи с этим мы и сохраняем при определении старое название. Сибирская форма только несколько более укороченная и немного выше европейской. От остальных циренид данный вид значительно отличается. Наибольшее сходство имеется между *C. angulata* D u n k. и *C. subcaudata* M a r t. et V e l i k z h. sp. n.; последняя, правда, более высокая, крупная и с более вытянутым задним концом. Киль у *C. subcaudata* M a r t. et V e l i k z h. sp. n. также более удлиненный и резко выраженный.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. По данным Дункера (Dunker, 1846), указанный вид встречается в вельдских отложениях северной и северо-западной Германии, т. е. в валанжине и готериве. В Западной Сибири он представлен в готериве. Характерен как для Европы, (Германия, район Остервальда), так и для Западной Сибири (районы: Тебисский, Заводоуковский и Покровский, Яковлевский, Татарский, Уватский, Рязвинский).

Геологическое значение. Сравнительно широкое распространение этого вида, частая встречаемость в общем комплексе циренового горизонта саргатской свиты придает ему большое стратиграфическое значение.

Местонахождение. Северная и северо-западная Германия (район Остервальда); Западная Сибирь. Тебисский район: скв. 2-Р, интервал 2062,1—2067,1 м; Покровский район: скв. 3-Р, интервал 1373,53—1383,53 м; скв. 8-Р, интервал 1710,3 м; скв. 9-Р, интервал 1417,2 м; Яковлевский район: скв. 1-Р, интервал 993—1000 м; скв. 6-Р, интервал 1012—1021 м; Заводоуковский район: скв. 3-Р, интервал 1155—1161 м; Уватский район: скв. 1-Р, интервал 2144,8 м; 2145,8 м; Татарский район: скв. 2-Р, интервал 2196—2202 м; Рязанский район: скв. 1-Р, интервал 1260 м; скв. 3-Р, интервал 1200—1206 м; скв. 5-Р, интервал 1174,8 м.

Cyrena uvatica Martinson et Velikzhanina sp. n.

Табл. I, фиг. 9

Голотип. Экземпляр I-P-190 (табл. I, фиг. 9). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Уватский район.

Диагноз. Раковина довольно крупная, треугольной формы, выпуклая, высокая, с широкой выступающей макушкой, расположенной почти центрально. Имеется слабо выраженный киль, слегка отграничивающий килевую площадку от основного поля раковины. Килевая площадка придает лопатовидную форму заднему концу раковины.

Краткая характеристика материала. Вид редкий, встречается в виде ядер; непосредственно не входит в общий циреновый комплекс. В коллекции имеется 5 экземпляров.

Описание. По размерам данный вид не уступает крупным *Cyrena subcaudata* Mart. et Velikzhan. sp. n. и *C. wikulowskiensis* Mart. et Velikzhan. sp. n. Раковина довольно выпуклая, треугольной формы. Передняя часть раковины несколько короче задней.

Замочный край треугольной формы, круто ниспадающий к смежным краям, задняя часть этого края более вытянутая. Передний край дуговидно-выпуклый, плавно соединенный с зубным и нижним краями. Нижний край мало выпуклый, удлинённый, образует с задним краем, на месте стыка с килем, почти прямой угол. Задний край тупой, короткий, с замочным краем образует угол в 120° .

Макушка прямостоящая, загнутая во внутрь, широкая, выпуклая, слегка сдвинутая к переднему краю. Киль имеется, но слабо выражен. Начинается он у заднего основания макушки, не срезая ее, и отграничивает плоскую тупую килевую площадку от основного поля раковины.

На поверхности раковины заметны тонкие кольца роста, более выраженные в нижней части створок. Замок не установлен, но, по-видимому, того же циреноидного типа.

Обоснование видовой принадлежности. *Cyrena uvatica* Mart. et Velikzhan. sp. n. значительно отличается от остальных килеватых цирен своей лопатовидной формой заднего конца раковины, широкой макушкой и плоской килевой площадкой. Очень незначительное сходство имеется с северогерманской *Cyrena mactrioides* Dupk., которая почти лишена килля и более короткая. Большое количество отличительных признаков заставляет нас относить эту форму к новому виду.

Время существования и географическое распространение. Описываемый вид встречается в циреновом горизонте саргатской серии, отнесенной к готериву. Экземпляры данного вида пока что найдены лишь в районе Увата, в Западной Сибири.

Геологическое значение. Находки этого вида единичны, поэтому его стратиграфическое значение пока невелико.

Местонахождение. Западная Сибирь, район Увата; Уватская скважина, интервал 2146 м.

Cyrena cf. zimmermanni D u n k e r

Табл. I, фиг. 10—11

1946. *Cyrena zimmermanni* D u n k e r. Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig. Табл. XIII, фиг. 6.

Д и а г н о з. Раковина очень высокая и короткая, округло-треугольной формы, довольно выпуклая. Передний и задний края почти одинаковой высоты. Макушка слегка заостренная, занимает почти центральное положение. На заднем поле раковины выступает слабо заметный киль, иногда он совсем отсутствует.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Раковины этого вида встречаются в небольших количествах. Сохранность раковин хорошая, зубной аппарат отчетливо виден. Общее количество найденных форм равно 11.

О п и с а н и е. Раковина средней величины, высокая, округло-треугольной формы, почти равносторонняя. Высота раковины почти равна ее длине. Зубной край изогнуто-треугольный, незаметно переходящий в смежные края. Передний и задний края почти одинаковой высоты и формы, задний край лишь более срезан, тогда как передний несколько закруглен. Нижний край короткий и слабо выпуклый, со смежными краями он образует углы в 70—75°. Макушка расположена почти посредине замочного края, выступающая, но довольно широкая и мало заостренная, загнутая во внутрь и немного вперед. У основания задней стороны макушки начинается еле заметный киль, круто ниспадающий к апикальному углу. На некоторых экземплярах киль отсутствует. Замок циреноидный, состоящий из двух мелких кардинальных зубов и двух вытянутых латеральных, покрытых мелкой и частой насечкой. Задний латеральный зуб несколько длиннее переднего. Поверхность раковин покрыта хорошо заметными радиальными линиями, доходящими почти до самой макушки.

Р а з м е р ы. Длина 7,5 — 13 мм, высота 7—11 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Описываемый вид из Западной Сибири почти тождествен европейской *Cyrena zimmermanni* D u n k. У последней однако киль совершенно отсутствует, а передний край немного ниже, чем у нашей формы. От сибирских видов рассматриваемый вид значительно отличается своей округло-треугольной формой и соотношением длины и высоты.

Время существования и географическое распространение. Данный вид появляется, видимо, несколько раньше основного циренового комплекса, так как он встречен в Покровской скважине в более нижнем горизонте. Геологический возраст *C. cf. zimmermanni* D u n k., по-видимому, валанжин — готерив. Встречается этот вид как в северной и северо-западной Германии (район Остервальда), так и в Западной Сибири (район Покровска).

Геологическое значение. Более раннее появление вида *C. cf. zimmermanni* D u n k. в сравнении с основным циреновым комплексом привлекает к нему внимание. Если в дальнейшем наличие в Западной Сибири типичных экземпляров *C. zimmermanni* D u n k. подтвердится, то это быть может позволит уточнить возраст нижней части неокма данной области.

Место нахождения. Северная и северо-западная Германия (район Остервальда); Западная Сибирь: Покровский район: скв. 3-Р, интервал 1366—1373 м, скв. 8-Р, интервал 1710,2 м; Рязанский район: скв. 1-Р, интервал 1259,15 м; скв. 5-Р, интервал 1172—1178 м.

Cyrena cf. brongniarti (D u n k e r)

Табл. I, фиг. 12

1846. *Cyclas Brongniarti* D u n k e r Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig. Табл. XIII, фиг. 9—10.

Д и а г н о з. Раковина очень маленькая, почти круглая, довольно выпуклая. Макушка расположена в центре замочного края, маленькая, заостренная, немного загнута во внутрь и вперед. На поверхности раковины хорошо заметны тонкие линии нарастания. Киль отсутствует.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Встречаются единичные экземпляры хорошей сохранности. Замок у этих миниатюрных форм не вскрыт. Общее количество экземпляров равняется 7.

О п и с а н и е. Раковина миниатюрная, очень маленькая, почти круглая, обычно равносторонняя, выпуклая, тонкостенная. Замочный край почти треугольной формы, косо ниспадающий к смежным краям, незаметно переходящий в передний и задний края. Передний край, так же как и задний, выпуклый; эти края имеют одинаковую высоту, они плавно переходят в довольно выпуклый, но короткий, нижний край. Строение замка неизвестно; можно только предполагать наличие зубов циреноидного типа.

Макушка маленькая, острая, расположенная в центре замочного края, слегка загнута во внутрь и вперед. Киль отсутствует.

На наружной поверхности четко выделяются правильные радиальные линии роста, доходящие до самой макушки.

Р а з м е р ы. Длина 2,5—4,5 мм, высота 2,4—4,0 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Имеется большое сходство между нашим видом и *Cyrena Brongniarti* D u n k. из северной Германии, которая обладает столь же округлой формой раковины. Сибирские экземпляры лишь немного выше европейских форм. От остальных мелких сибирских видов, не имеющих киль, рассматриваемая форма отличается почти центральным расположением заостренной макушки и округлостью форм.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Появляясь, по-видимому, уже в валанжине Европы, *Cyrena brongniarti* D u n k. получает свое главное развитие в готериве. Представители данного вида обнаружены в районе Остервальда, в северной Германии и в Ярском, Яковлевском и Уватском районах Западной Сибири.

Геологическое значение. По сравнению с вышеописанными видами *C. brongniarti* D u n k. менее распространена

и может только рассматриваться как член общего циренового комплекса. Большого стратиграфического значения не имеет.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная Сибирь: Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1012—1021 м; Уватский район: скв. 1-Р, интервал 1547,1 м; Ярский район: скв. 3-Р, интервал 1454—1460 м.

Cyrena apicina D u n k e r

Табл. I, фиг. 13

1846. *Cyrena apicina* D u n k e r. Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig. Табл. X, фиг. 31.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, почти эллиптическая, слабо выпуклая, тонкостенная, с округлым передним и слегка суженным задним концами. Макушка слегка заостренная, немного сдвинутая к переднему краю, мало выступающая над замочным краем. Киль отсутствует.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Встречается в виде ядер, реже целых раковин в очень небольшом количестве и разрозненно. Замок неизвестен. В коллекции имеется 8 экземпляров.

О п и с а н и е. Раковина незначительного размера, округло-эллиптическая, слабо выпуклая, почти равносторонняя, тонкостенная. Замочный край слегка выпуклый, задняя часть его несколько длиннее передней, со смежными краями она соединяется плавно. Передний и задний края почти одинаковой высоты, задний только немного ниже и уже переднего, оба выпуклые, плавными дугами переходящие в нижний край. Последний слегка выпуклый. Макушка маленькая, слабо выступающая над замочным краем, заостренная, немного загнута во внутрь и вперед. Киль отсутствует. Вся поверхность раковины покрыта очень тонкими и частыми линиями парастания. Замок не вскрыт и поэтому неизвестен.

Р а з м е р ы. Длина 5—9,5 мм, высота 4—8 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Описываемая форма почти идентична европейскому виду, сибирские экземпляры лишь менее выпуклые.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Вид характерен для готерива. Известен из Остервальдского района северной Германии и из Тарского, Уватского, Ярского, Рязьинского, Яковлевского и Покровского районов Западной Сибири.

Г е о л о г и ч е с к о е з н а ч е н и е. По сравнению с массовыми формами, встречающимися в циреновом горизонте, данный вид менее показателен и приобретает стратиграфическое значение лишь в общем комплексе.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная Сибирь. Уватский район: скв. 1-Р, интервал 2174 м; Рязьинский район: скв. 3-Р, интервал 1205,8—1206 м; Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1018 м; Тарский район: скв. 1-Р, интервал 2238,12—2241,12 м, 2270—67 м; Ярский район: скв. 3-Р, интервал 1454,2—1460 м; Покровский район: скв. 3-Р, интервал 1373—1380,53 м.

Cyrena cf. *jugleri* (D u n k e r)

Табл. I, фиг. 14

1846. *Cyclas Jugleri* D u n k e r. Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig. Табл. XIII, фиг. 8.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, гладкая, округло-эллиптическая, с укороченным округлым передним и немного вытянутым задним концом.

Макушка слегка выступающая, сравнительно широкая, несколько сдвинутая к переднему краю. Киль отсутствует.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Найденные экземпляры довольно плохой сохранности, обычно представлены ядрами, реже раковинами. Вид встречается в общем циреновом комплексе, иногда отдельно. В коллекции имеется 4 экземпляра.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, слабо выпуклая, округло-эллиптическая, гладкая, неравносторонняя, лишенная кия. Замочный край слабо выпуклый, передняя его ветвь немного короче задней. Передняя часть замочного края плавно переходит в дугообразно изогнутый передний край, который незаметно переходит в нижний край. Нижний край несколько вытянутый, мало выпуклый, с задним краем образует широкий угол. Задний край короткий, постепенно переходящий в замочный край. Замок не вскрыт и поэтому неизвестен. Аналогичные европейские формы имеют циреноидный замок.

Макушка слабо выступает, несколько сглаженная и сдвинутая к переднему краю, загнута во внутрь и вперед.

На наружной поверхности раковины имеются слабо заметные тонкие линии нарастания.

Р а з м е р ы. Длина 4,5—7,5 мм, высота 3,5—6,5 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Описываемая форма почти тождественна европейской *Cyclas jugleri* D u n k. Последняя однако несколько выше, имеет более заостренную макушку и более выпуклая. Известное сходство наблюдается также между *C. cf. jugleri* D u n k. и «*Pisidium*» *Pfeifferi* D u n k. Различие заключается в том, что у европейской формы макушка почти придвинута к переднему краю, а задний конец раковины более заострен. Наиболее близкой является *Cyrena apicina* D u n k., но последняя округлая и высокая.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Немногочисленные экземпляры описываемого вида характерны, по-видимому, для готерива. Встречаются они в Остервальдском районе северной Германии и в Тебисском, Рязкинском и Тарском районах Западной Сибири.

Г е о л о г и ч е с к о е з н а ч е н и е. Малое количество экземпляров, обнаруженных не в самом циреновом комплексе, а отдельно, не позволяет считать данный вид показательным для циренового горизонта.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная Сибирь: Тебисский район, скв. 2-Р, интервал 2062,1—2067,1 м; Тарский район; Рязкинский район: скв. 1-Р, интервал 1235,75—1242,6 м.

Cyrena plana M a r t i n s o n e t V e l i k z h a n i n a sp. n.

Табл. I, фиг. 15

Г о л о т и п. Экземпляр 3-Р-11 (табл. I, фиг. 15). Готерив, саргатская серия. Западная Сибирь, Покровский район.

Д и а г н о з. Раковина средней величины, низкая, вытянутая, эллиптической формы, довольно выпуклая, тонкостенная. Макушка сглаженная, слабо выступающая, несколько сдвинутая к переднему краю. Задняя часть раковины более вытянутая и слегка заостренная. Киль отсутствует.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Сравнительно редко встречающаяся форма, попадает вместе с остальными представителями циренового горизонта. Раковины плохой сохранности. Зубной аппарат не вскрыт. Общее количество найденных экземпляров равняется 5.

О п и с а н и е. Раковина низкая и вытянутая, несколько заостренная, средней величины, эллиптической формы, неравносторонняя, довольно выпуклая. Замочный край удлиненный, дугообразно выпуклый, плавно переходящий в смежные края.

Макушка довольно широкая, сглаженная, расположена на одной трети раковины от переднего края, слегка загнута вперед и внутрь. Наружная поверхность раковины гладкая, покрытая только тонкими кольцами роста. Киль отсутствует. Замок не вскрыт и поэтому неизвестен.

Р а з м е р ы. Длина 13—15 мм, высота 8—9 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Данный вид не имеет близких видов среди европейских форм. Большинство сибирских форм цирен также иного строения, лишь *Cyrena subovalis* Mart. et Velikzh. sp. n. такого же удлиненно-овального типа, но более высокая и с горбовидным задним концом. Вид значительно отличается также от большинства округленных и килеватых цирен.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в циреновом горизонте и в более высоких частях разреза саргатской серии. Готерив — баррем. Вид обнаружен только в Покровском районе Западной Сибири.

Г е о л о г и ч е с к о е з н а ч е н и е. Редкая встречаемость данного вида и неясность строения замочного аппарата не позволяют нам считать его характерным для меловых отложений Западной Сибири.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западная Сибирь. Покровский район: скв. 8-Р, интервал 1417—1426 м; скв. 3-Р, интервал 1366—1373 м.

Cyrena subovalis Martinson et Velikzhanina sp. n.

Табл. I, фиг. 16

Г о л о т и п. Экземпляр 2-Р-16а (табл. I, фиг. 16). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Покровский район.

Д и а г н о з. Раковина средних размеров, слабо выпуклая, эллиптическая, с удлиненным задним концом, который имеет несколько горбовидную форму. Макушка маленькая, мало выступающая над замочным краем, сдвинутая к переднему краю. Киль отсутствует.

К р а т к а я х а р а к т е р и с т и к а м а т е р и а л а. Единичные экземпляры довольно плохой сохранности, замок не вскрыт. Общее количество найденных экземпляров равняется 10.

О п и с а н и е. Раковина эллиптической формы, средних размеров, неравносторонняя, слабо выпуклая, тонкостенная и гладкая.

Замочный край удлиненный, почти прямой, в передний край переходит плавной дугой, с задним краем образует горбовидный изгиб. Передний край выпуклый, дугообразный, плавно соединенный со смежными краями. Нижний край удлиненный, слабо выпуклый. Задний край узкий, слегка заостренный,верху немного скошенный. Макушка сдвинута к переднему краю и лежит в первой трети длины раковины, загнута

внутри и вперед. Она мало выступает над замочным краем, немного заостренная. Замок не вскрыт и поэтому неизвестен.

На поверхности раковины имеются тонкие частые линии нарастания. Киль отсутствует.

Размеры. Длина 5,5—9 мм; высота 3,5—6 мм.

Обоснование видовой принадлежности. *Cyrena subovalis* Mart. et Velikz. sp. n. значительно отличается от большинства европейских и азиатских цирен. Продолговатая и низкая форма раковины напоминает сибирскую *Cyrena plana* Mart. et Velikzh. sp. n. и *C. unionides* Dunk., описанную Дункером (Dunker, 1846). Как от первого, так и от второго вида она отличается более высокой и горбовидной задней частью раковины. Она резко отличается от килеватых цирен.

Время существования и географическое распространение. Встречается данная форма в циреновом горизонте, относящемся к готериву. За пределами Западной Сибири она не обнаружена.

Геологическое значение. Учитывая сравнительно редкую встречаемость и плохую сохранность, данный вид не может считаться очень показательным и существенным для стратиграфического расчленения толщ и может рассматриваться лишь как член общего циренового комплекса.

Местонахождение. Западная Сибирь. Викуловский район: скв. 1-Р, интервал 1687 м; Рязкинский район: скв. 3-Р, интервал 1200,5 м; Покровский район: скв. 8-Р, интервал 1417,54—1426,01 м; скв. 2-Р, интервал 1374—1384 м; Ярский район: скв. 3-Р, интервал 1454—1460 м.

КЛАСС GASTROPODA

ПОДКЛАСС PROSOBRANCHIA

Отряд Mesogastropoda

СЕМЕЙСТВО MELANIIDAE (Lam.) Gray

Род MELANIA Lamarck, 1799

Melania turriiformis Martinson et Velikzhana sp. n.

Табл. I, фиг. 17—19

Голотип. Экземпляр 5-Р-9 (табл. I, фиг. 17—19). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Рязкинский район.

Диагноз. Раковина небольшая, высокая, башенковидная, сильно заостренная. Количество оборотов равно 9—11. Обороты очень плотно сидящие, покрытые сложной скульптурой. В нижней части каждого оборота имеется острый продольный киль. Шов тонкий, нитевидный. Устье небольшое, почти овальное. Раковина закручена вправо.

Краткая характеристика материала. Раковины *Melania turriiformis* Mart. et Velikzh. sp. n. встречаются иногда отдельными экземплярами, иногда в массовом количестве. Сохранность раковин хорошая. Очень хорошо видна скульптура и форма устья. Общее количество найденных экземпляров равняется 35.

Описание. Раковина высокая, сильно заостренная, небольших размеров, башенковидная, довольно толстостенная. Оборотов насчитывается от 9 до 11, которые очень равномерно нарастают и плотно при-

мыкают друг к другу. Шов нитевидный, еле заметный, косой. Каждый оборот скульптурированный. Скульптура состоит из нижнего резко выступающего кия, расположенного немного выше шва, над ним находятся два косо стоящих, слабо выступающих продольных кия; в верхней части каждого оборота, несколько ниже последующего шва, выступает своеобразный прерывистый киль, состоящий из четковидных овальных бугорков. Между всеми четырьмя киями заметна тонкая косая исчерченность, которая особенно хорошо выступает под нижним крупным килем. Пупок закрытый. Устье небольшое, округлое или овальное, со слабо выраженным мозолистым утолщением. Верхушка сильно заострена.

Размеры. Высота 16—21 мм, ширина последнего оборота 7—9 мм.

Обоснование видовой принадлежности. Описываемый вид весьма сходен с северогерманскими меланидами, но отличается от них своей скульптурой. Среди европейских экземпляров нет такого сочетания трех сплошных и одного прерывистого килей. Наибольшее сходство наблюдается между сибирским видом и европейской *Melania strombiformis* Dupk., причем у последней нижний киль тоже четковидно-прерывистый.

Время существования и географическое распространение. Многочисленные экземпляры *Melania* редко встречаются совместно с циренами, характеризуя, видимо, несколько иную фаццию; все же они могут быть отнесены к циреновому горизонту. Возраст существования — готерив. Встречается данный вид только в Западной Сибири, но близкие к нему виды широко распространены в нижнемеловых отложениях северной и северо-западной Германии.

Геологическое значение. Как характерный для циренового горизонта вид *Melania turriiformis* Mart. et Velikzh. sp. n. имеет несомненное значение для стратиграфии осадочных толщ Сибири.

Местонахождение. Западная Сибирь. Яковлевский район: скв. 6-Р, интервал 1006—1012 м; Рявкинский район: скв. 5-Р, интервал 1172—1178 м.

СЕМЕЙСТВО MICROMELANIDAE Kiele

Род MICROMELANIA Brusina; 1874

Micromelania bicarinata Martinson et Velikzh. sp. n.

Табл. I, фиг. 20

Голотип. Экземпляр 13-Р-506 (табл. I, фиг. 20). Готерив. Западная Сибирь, Рявкинский район.

Диагноз. Раковина очень маленькая, почти микроскопическая, тонкостенная, довольно высокая, заостренная, башенковидно-ступенчатая. Количество оборотов 6—7. На каждом обороте имеется два валикообразно выпуклых кия.

Краткая характеристика материала. Экземпляры этого вида встречаются довольно редко среди многочисленных цирен. Сохранность хорошая, но миниатюрность и хрупкость форм затрудняли извлечение экземпляров из породы, что помешало выявлению характера устья. Общее количество определенных экземпляров равняется 15.

О п и с а н и е. Очень миниатюрная и хрупкая раковина, высокая и слегка заостренная. Завиток состоит из 6—7 оборотов, плотно примыкающих друг к другу, шов тонкий, косой, нитевидный. Обороты нарастают плавно и постепенно. На каждом обороте отчетливо выделяются два валикообразных продольных киля, расположенных близко друг от друга. Над верхним килем образуется небольшая косая площадка, ниспадающая от шовного края к килю. Межкилевое пространство, также как и площадки-плечики, покрыты мелкой косой штриховкой. Наличие почти посредине оборота двух выступающих продольных килей придает раковине ступенчатую форму. Обороты выпуклые. Пупок незаметен. Форма устья точно не установлена. Оно, по-видимому, маленькое и округленное.

Р а з м е р ы. Высота 3—4 мм, ширина последнего оборота 1,5—1,8 мм.

О б о с н о в а н и е в и д о в о й п р и н а д л е ж н о с т и. Представители данного рода среди европейских мезозойских гастропод не установлены. Все гастроподы, описанные Дункером (Dunker, 1846), значительно отличаются как своей величиной, так и характером скульптуры. Аналогичные экземпляры были нами определены лишь из нижнемеловых отложений Вилуйской впадины.

В осадочных толщах Западной Сибири встречаются фрагменты раковин, принадлежащие, несомненно, к тому же роду *Micromelania*, но несколько отличающиеся по своей скульптуре. Однако плохая сохранность экземпляров пока не дает нам возможности выделить их в новый вид. Отметим только, что у последних имеющиеся два киля как бы сдвинуты к нижнему краю оборотов, а площадки-плечики косо ниспадают вниз.

В р е м я с у щ е с т в о в а н и я и г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е. Мелкие микромеланииды встречаются совместно с целым рядом цирен и входят в общий циреновый комплекс, отнесенный к готериву. Эти гастроподы, видимо, были достаточно широко распространены в континентальных и прибрежно-морских водах нижнемелового времени, так как встречаются не только в отложениях Западно-Сибирской низменности, но и Вилуйской впадины. Близкие гастроподы были найдены в готериве юго-восточной Монголии, в континентальных отложениях.

Г е о л о г и ч е с к о е з н а ч е н и е. Сравнительно широкое распространение этого вида в континентальных отложениях Восточной Азии придает ему большое стратиграфическое значение.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Западно-Сибирская низменность, Рязанский район: скв. 3-Р, интервал 1205,8—1206 м; Викуловский район: скв. 1-Р, интервал 1687 м; Яковлевский район: скв. 1-Р, интервал 993—1000 м; район Вилуйской впадины: район Кемпендяя (обнажение).

СЕМЕЙСТВО VIVIPARIDAE

Род *LIOPLAX* Troschel, 1856

Lioplax elongata (Dunker)

Табл. I, фиг. 21—22

1846. *Paludina elongata* Dunker. Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Braunschweig. Табл. X, фиг. 9.

Д и а г н о з. Раковина небольшая, гладкая, лишенная скульптурных выростов, плотная и приземистая, но не широкая, узко-коническая, слабо заостренная. Имеется 5—6 округло-выпуклых оборотов; последний оборот значительно крупнее предыдущих.

Краткая характеристика материала. Представители данного вида встречаются редко. Сохранность их заставляет желать лучшего. Устье не вскрыто. Общее количество экземпляров равняется 3.

Описание. Узко-коническая раковина довольно стройная, небольших размеров, гладкая, с плотно сидящими, но довольно выпуклыми оборотами. Завиток состоит из 5—6 оборотов. Последний оборот почти вдвое больше предыдущего, но не так вздут, как у вивипаруса. Шов довольно тонкий, косой. На оборотах заметна тонкая косая струйчатость. Завиток слабо заостренный. Из-за плохой сохранности раковин характер устья и пупка не выяснен.

Размеры. Высота 9—10 мм, ширина последнего оборота 5—6 мм.

Обоснование видовой принадлежности. Узко-коническая форма и некоторая вздутость последнего оборота позволяет нам отнести изученные гастроподы к роду *Lioplax*. Раковина сходна с монгольскими и забайкальскими представителями данного рода. Отличается она большей массивностью и более широкими оборотами. Сибирские формы мало чем отличаются от европейских, описанных Дункером (Dunker, 1846), они только несколько более приземистые.

Время существования и географическое распространение. Представители рода *Lioplax* наиболее характерны для интервала валанжин — баррем. Встречается данный вид в Западной Сибири и северной Германии.

Геологическое значение. Редкая встречаемость раковин данного вида в осадочных толщах Западной Сибири не позволяет считать их особенно ценными для стратиграфии.

Местонахождение. Западная Сибирь. Покровский район, скв. 1-Р, интервал 1687 м, скв. 2-Р, интервал 1349,99—1354,44 м.

СЕМЕЙСТВО HYDROBIDAE Fischer

Подсемейство BITHYNINAE Leach

Род BITHYNIA Leach, 1818

Bithynia (?) *parva* Martinson et Velikzhanina sp. n.

Табл. I, фиг. 23

Голотип. Экземпляр 1-Р-2 (табл. I, фиг. 23). Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Викуловский район.

Диагноз. Раковина очень маленькая, широко-коническая, низкая, с гладкими оборотами. Количество оборотов равно 4—5; они отделены друг от друга довольно глубоким швом. Последний оборот значительно крупнее, но низкий, вздутый.

Краткая характеристика материала. Вид встречается довольно часто в общем циреновом комплексе. Сохранность этих мелких раковин обычно неплохая. В коллекции имеется 2 экземпляра.

Описание. Очень маленькая, широко-коническая низкая раковина имеет довольно выпуклые, гладкие обороты. Завиток состоит из 4—5 оборотов, отделенных друг от друга косо стоящим глубоким швом. Завиток слабо заостренный. Последний оборот более вздут, чем остальные, но низкий, в 1,5 раза выше предыдущего. Устье у большинства экземпляров плохо сохранилось, видимо оно небольшое и круглое.

Размеры. Высота 4—5 мм, ширина последнего оборота 2—3 мм.

Обоснование видовой принадлежности. Род *Bithynia* мы даем под знаком вопроса, так как не вполне уверены в принадлежности этих гастропод именно к этому роду. Известные в настоящее время представители данного рода, как правило, более крупные, хотя по строению раковин и сходны с описываемой гастроподой. Не исключена возможность, что дальнейшее подробное изучение этих мелких гастропод позволит более уверенно говорить о систематическом положении их. От ныне описываемых видов рода *Bithynia* данный вид значительно отличается маленьким размером раковины.

Время существования и географическое распространение. Совместная встречаемость *Bithynia* (?) *parva* Mart. et Velikzh. sp. n. с многочисленными циренами позволяет относить ее к готериву. Встречается данный вид в Викуловском районе Западной Сибири.

Геологическое значение. Данный вид приходится рассматривать как член общего циренового комплекса, имеющего стратиграфическое значение.

Местонахождение. Западная Сибирь. Викуловский район; скв. 1-Р, интервал 1687 м.

ВЫВОДЫ

Мезозойские отложения Западной Сибири расчленяются на целый ряд свит, охарактеризованных как микро-, так и макрофауной. Ископаемые представлены разнообразными остракодами, иноцерамами, ауцеллами и аммонитами.

Над тебисской свитой, отнесенной по морской фауне к валанжину, залегает мощная саргатская серия осадков, включающая в себя циреновый горизонт. Этот горизонт содержит целый комплекс солоноватоводных и пресноводных моллюсков. В массовом количестве встречаются разнообразные представители двустворчатых рода *Cyrena*, а также гастроподы родов *Melania*, *Micromelania*, *Lioplax* и *Bithynia*.

Аналогичный фаунистический комплекс был описан Дункером (Dunker, 1846) из осадочных толщ северной и северо-западной Германии. Возраст этой фауны определялся как неокомский (валанжин — готерив). Отдельные представители этого комплекса встречаются в валанжине и готериве Вилуйской впадины, Забайкалье и Монголии. Основное развитие цирены получают в готериве.

В Западной Сибири циреновый комплекс встречен в слоях, перекрывающих отложения с *Polyptychites tschekanovskii* Pavl., *Dichotomites* aff. *bidichotus* Leum., *Camptonectes imperiales* Kous. и *Liostrea osmana* Vol., отнесенных к верхнему и среднему валанжину (тарская и туломзинская подсвиты).

В саргатской серии, содержащей циреновый горизонт, встречаются единичные экземпляры *Aulacothentis* cf. *obsolutiformis* Sinz. и *Simbirskites* (*Speetoniceris*) sp. Попадаются отдельные раковины *Aucella* и *Mytilus*. Указанная морская фауна, по мнению специалистов, относится к готериву.

Перекрывается саргатская серия аптскими отложениями Викуловской подсвиты, не содержащей фауны. Выше лежит ханты-мансийская свита, содержащая альбский вид *Inoceramus anglicus* Wood s. и других представителей морской фауны.

Циреновый горизонт, таким образом, подстилается и перекрывается морскими отложениями. Разнообразные цирены, получившие свое развитие в готериве (циреновый горизонт) появились, несомненно, несколько ранее, они сохранились также в барреме. Определять возраст по циренам приходится не по встречаемости отдельных разрозненных экземпляров, а по массовому захоронению всего циренового комплекса.

Эта фауна характеризует солоноватоводные условия лагунно-лиманного типа. В эти опресненные лагуны проникают пресноводные гастроподы типа *Lioplax* (сем. Viviparidae), *Bithynia* (сем. Hydrobiidae) и *Micromelania* (сем. Micromelaniidae).

С другой стороны встречаются отдельные, занесенные из открытых морских пространств, раковины аммонитов (*Simbirskites* sp.) и приспособившиеся к опресненным условиям представители *Mytilus* и *Aucella*. Степень опресненности лагун в период отложений саргатской серии местами менялась и вызывала превалирование различных континентальных элементов. Так, например, циреновый горизонт в районах Викулово, Покровска и Увата представлен массовыми формами *Cyrena* и *Melania*, в районе Рязькино этот комплекс становится более разнообразным, в нем присутствует большое количество *Bithynia* и *Micromelania*.

Несомненно, что в готериве имело место временное отступление морских вод, что привело к образованию обширных пространств опреснения и к пышному расцвету солоноватоводных организмов.

Палеонтологический сборник, 2

О. И. ШМИДТ, В. Н. ВЕРЕЩАГИН

**СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА МОРСКИХ ЕЖЕЙ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО
СИХОТЭ-АЛИНЯ**

В результате геологосъемочных работ, развернувшихся в последние годы на Северном Сихотэ-Алине, получены важные новые данные по многим вопросам геологического строения этой сложнейшей складчатой области. Эти данные касаются вопросов магматизма, рудных месторождений, тектоники и более всего вопросов стратиграфии. Часть исследований уже опубликована. Крайне интересным является обнаружение здесь широкого распространения морских верхнемеловых отложений.

В работах В. Н. Верещагина и Е. Б. Бельтенева и других авторов уже сообщалось, что ранее считавшиеся юрскими осадки так называемой амгунской серии оказались в значительной степени принадлежащими верхнемеловым образованиям ларгасинской серии и удоинской свиты.

Ларгасинская серия, сложенная алевролитами и песчаниками, иногда тонко переслаиваемыми, с ритмичностью, типичной для флишевых образований, имеет внизу базальные конгломераты, залегающие несогласно на фаунистически охарактеризованных валаанжирских отложениях и, вероятно, на ант-альбских отложениях уктуурской серии. Распространена ларгасинская серия в верхнем течении р. Тумнина, в долине р. Хунгари, вдоль железной дороги Комсомольск — Сов. Гавань, по правобережью Амура в районе с. Тамбовка, по левобережью Амура, севернее р. Горюна, в районе Вассинской протоки, восточнее оз. Удыль. В 1947 г. эта же свита установлена И. И. Тучковым по правобережью Амура против устья р. Амгуни. Детальные подразделения и состав серии в отдельных районах установлены работами Е. Б. Бельтенева, В. Н. Плева, А. И. Савченко, П. П. Емельянова, Т. Д. Зоковой, Б. Я. Амбрасона, А. И. Фрейдина, Ю. А. Лившица, Л. С. Устиновой, Ю. А. Иванова, Ю. М. Вдовина и др. По данным этих исследователей можно судить, что отложения ларгасинской серии на огромном пространстве от г. Комсомольска и до устья р. Амгуни сохраняют свои типичные черты как в отношении литологического состава, так и мощности, достигающей около 2000 м. Большинство отложений серии имеет морское происхождение. В слоях серии собраны многочисленные органические остатки, к сожалению, из-за плохой сохранности трудно поддающиеся определению, и поэтому приписываемый ей сеноман-туронский возраст лишь приблизительно определяет время ее образования. Очевидно, по возрасту серия соответствует гилляцкой серии Сахалина. В настоящее время из этой серии установлены следующие остатки ископаемых животных, определенные главным образом В. Н. Верещагиным: *Inoceramus concentricus* Park.

var. *nipponica* N a g. et M a t., *In. ex gr. yabei* N a g a o et M a t. *Acila* (*Truncacila*) aff. *bivirgata* S o w., остатки неопределимых аммонитов.

По данным указанных выше исследователей в ряде мест на ларгасинской серии, по-видимому, несогласно, с размывом, залегает мощная толща терригенных и отчасти вулканогенных, морских осадков, получившая название удоминской свиты. Последняя на Северном Сихотэ-Алине и в нижнем Приамурье пользуется, очевидно, еще большим распространением, чем ларгасинская серия. По составу эта свита отличается от ларгасинской преобладанием песчаников, иногда грубозернистых, часто туфогенных и в том числе весьма характерных, так называемых узорчатых песчаников.

Мощность удоминской свиты также весьма значительна — в ряде районов она равняется не менее 1500—2000 м. Особенностью этой свиты также является присутствие в ней несомненно пресноводно-континентальных осадков с остатками растений, а иногда и линз, прослоев и пластов каменных углей, промышленное значение которых еще не установлено. Однако большая часть и этой свиты, видимо, образовалась в морских условиях так как в ней часто обнаруживаются остатки представителей морских животных. На основании этих остатков определявший их В. Н. Верещагин рассматривает возраст свиты как турон-нижнесенонский и считает их одновозрастными по крайней мере с частью осадков ороченской серии Сахалина. В настоящее время из удоминской свиты установлены следующие органические остатки: *Trigonia* cf. *paciliformis* J o k. var. *sachalinensis* Y a b e et N a g a o, *Liostrea* sp., *Actaenella gracilis* P c e l., *Act. orientalis* P c e l., *Acila* sp., *Gleichenia zippei* (C o r d a) H e e r, *Asplenium* cf. *diksonianum* H e e r и др. (определение М. Н. Борсук).

К более молодым отложениям из верхнемеловых толщ рассматриваемых районов относятся главным образом вулканогенные образования: порфириды, дациты, кварцевые порфиры и их туфы, туфобрекчии и туффиты, образовавшиеся, вероятно, в подавляющей массе в наземных условиях.

15*

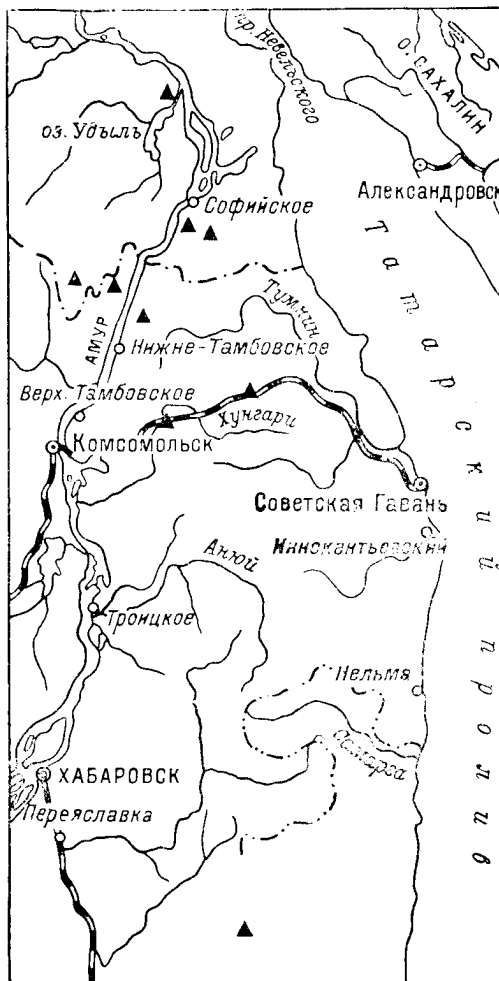


Рис. 1. Обзорная карта. Треугольниками указано местонахождение морских ежей.

Кроме перечисленных остатков фауны в ларгасинской серии и удоминской свите на Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье А. И. Савченко, Е. Б. Бельтеновым, Б. А. Абрамсоном, П. П. Емельяновым, Т. Д. Зоновой, Ю. М. Вдовиным и др. были собраны также остатки морских ежей, определявшиеся О. И. Шмидт, описание которых приводится ниже. Морские ежи, обнаруженные в меловых отложениях Дальнего Востока, не только представляют большое значение как факт установления этой систематической группы на территории, где они ранее в этих отложениях не были известны, но и может иметь большое значение для уточнения возраста отдельных стратиграфических подразделений. Как известно, морские ежи во многих районах земного шара и особенно в средиземноморской провинции играют очень важную роль при разработке дробной стратиграфии верхнего мела.

К сожалению, сохранность материала весьма неудовлетворительная. Вся фауна представлена деформированными ядрами и в большинстве случаев даже их фрагментами. Это в значительной степени затрудняет определение и изображение объектов. Приведенные краткие сведения о стратиграфии верхнего мела Северного Сихоте-Алиня изложены В. Н. Верещагиным. Описание видов морских ежей, приводимое ниже, произведено О. И. Шмидт. Описано два вида: *Hemiasper judinkensis* n. sp. и *H. amurensis* n. sp. Местонахождение данной фауны указано на обзорной карте (рис. 1).

ОПИСАНИЕ ВИДОВ*

Отряд *Spatangoida*

Подотряд *Amphisternata*

СЕМЕЙСТВО SPATANGIDAE Wright

Подсемейство HEMISTERINAE Lambert, 1920

Род *HEMIASTER* Desor, 1947

Панцирь сердцевидный или шарообразный с разнородными амбулакрами. Парные амбулакры — петаловидные с удлинёнными порами, непарный — с арковидными порами. Апикальное поле с четырьмя генитальными порами, фасциоль перипетальная. Анальное отверстие круглое или овальное. Ротовое отверстие небольшое с мало заметной сложной губой. Пластрон хорошо развит. Род имеет большое количество видов и широко распространен, начиная от меловых отложений и до современных осадков.

Hemiasper judinkensis Schmidt sp. n.

Табл. I, фиг. 1—4

Голотип № 4/588 (табл. I, фиг. 1) Турон. Северный Сихотэ-Алинь, р. Тумнин. В коллекции имеется 9 деформированных ядер средней сохранности.

Панцирь небольшой овальный. Апикальное поле расположено ближе к заднему краю. Четыре генитальных поры близко отстоят друг от друга и хорошо заметны. Мадрепоровая пластинка не сохранилась. Передний

* Описанная коллекция хранится в монографическом отделе Музея нефтяной геологии ВНИГРИ (Ленинград) под общим номером 588.

амбулак лежит в довольно глубокой борозде. Поры его мелкие и круглые. Петалоидные амбулакры почти замкнутые, слегка извилистые; задние почти вдвое короче передних. Поры овальные; внутренние более удлиненные, чем наружные. Бугорки, разделяющие поры, местами хорошо видны. Апикальное поле не сохранилось. Фасциоль перипетальная, местами четко видна в виде довольно широкой полосы, окружающей петалоиды. Анус не сохранился. Нижняя поверхность сохранилась в виде отдельных фрагментов. Перистомы овальные. По всей верхней и на сохранившейся нижней поверхности хорошо заметны довольно крупные бугорки.

С р а в н е н и е. Плохая сохранность фауны очень затрудняет сравнение с другими видами, но тем не менее с некоторой уверенностью можно сказать, что меловые ежи Сихотэ-Алиня ближе к сибирским (р-на Оби и Енисея) и даже к среднеазиатским, чем к морским ежам Сахалина и Камчатки. Следует отметить, что то же можно сказать про пелеципод Сихотэ-Алиня, описанных в работе Г. Я. Крымгольцем, который также отождествляет их с формами, впервые описанными Ф. Шмидтом из устья р. Енисея. Интересно также отметить, что в коллекции, переданной Г. Я. Крымгольцу, были неопределимые обломки морского ежа.

Описываемый вид *H. judinkensis* Schmidt sp. n. из меловых отложений правобережья р. Амура по внешней форме и размерам сходен с *H.ourneli* Desch. из нижнесенонских отложений (свиты «р» и свиты «о») Таджикской депрессии, но отличается от него более извилистыми и менее углубленными амбулакрами.

В о з р а с т. Найден в отложениях турона (ундоминская свита) вместе с фауной пелеципод.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Северный Сихотэ-Алинь, район р. Юдинки (приток р. Амура) обр. 611 и 615, сборы И. И. Богуславского; р. Тумнин (обр. 2, сборы П. П. Емельянова); р. М. Долман (обр. 1); Ключ Черемшанный (сборы А. Н. Савченко).

Hemiasper amurensis Schmidt sp. n.

Табл. 1. фиг. 6—7

Голотип № 15/588 (табл. 1, фиг. 7—7а). Турон. Северный Сихотэ-Алинь. Район с. Софийского.

H. amurensis sp. n. представлен неполными ядрами и отпечатками. Панцирь маленький, овальный. Амбулакры узкие, довольно углубленные; передние в два раза длиннее задних. Генитальные поры расставлены широко. Фасциоль видна нечетко. На нижней поверхности хорошо заметны пластинки на пластроне. Ротовое отверстие овальное с едва заметной губой. Бугорки местами слабо заметны. Анус не сохранился.

С р а в н е н и е. *H. amurensis* sp. n. сходен по форме нижней поверхности и по расположению перистомы с *H. simakovi* Schmidt, но отличается от него более узкими и более углубленными амбулакрами. От *H. judinkensis* sp. n. он отличается значительно меньшими размерами, более овальной формой и менее углубленными амбулакрами. Найден в тех же отложениях, что и *H. judinkensis* sp. n.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Район р. Юдинки (обр. 615, сборы И. И. Богуславского); район с. Софийского (обр. 101, сборы И. И. Богуславского).

ЛИТЕРАТУРА

- Б е л ь т е н е в Е. Б. и др. Новые данные по стратиграфии центр. части Северного Сихотэ-Алиня. ДАН СССР, т. 10, № 5, 1956.
- В е р е щ а г и н В. Н. Основные вопросы стратиграфии мела Дальнего Востока, Советская Геология, № 55, 1957.
- В е р е щ а г и н В. Н., К р а с н ы й Л. И. Совещание по вопросам унификации стратиграфических схем южной части Дальнего Востока Советская геология. № 62, 1957.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока, Георазведиздат, 1932.
- К р ы м г о л ь ц Г. Я. О новой находке меловой фауны на Шаньцзян Амур. Ученые записки ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 6, 1938.
- Ш м и д т О. И. Верхнемеловые морские скелеты юго-востока Средней Азии, тр. ВНИГРИ, н. с., вып. 66, 1953.
- S c h m i d t F. Ueber die neue Gattung Lopatinia und einige andere Petrefacten aus den mesozoischen Schichten am unteren Jenissei. Записки минер. о-ва, ч. VII, 1872.
-

Палеонтологический сборник, 2Е. В. ЛИВЕРОВСКАЯ**СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ
ГУБЫ**

Данная посмертно публикуемая статья Е. В. Ливеровской написана ею в 1947 г., но, к сожалению, не была своевременно опубликована.

Работа любезно просмотрена В. Н. Верещагиным, сделавшим ряд ценных указаний, которые приводятся ниже совместно с замечаниями научного редактора. Основные положения, выдвигаемые автором, создавшим основу стратиграфии верхнего мела Северной Камчатки, не потеряли значения до сего времени. Особую ценность представляет содержащееся в работе описание видов головоногих и иноцерамов, широко распространенных на Дальнем Востоке и имеющих большое стратиграфическое значение. Следует отметить, что вряд ли можно считать удачным название свиты мыса Рифового (сеноман), так как стратотип этой свиты расположен в 11 км южнее этого мыса, на самом же мысе вскрываются значительно более молодые (вероятно, сенонские) слои. Возраст свиты валингген (сеноман — турон, по Е. В. Ливеровской), возможно, не сколько занижен, так как содержащиеся в ней виды *Megatrigonia (Aptotrigonia) subovalis* (J i m b o) и *Cucullaea kamtschatica* L i v e r. в настоящее время встречены и в верхнем сеноне Дальнего Востока (указание В. Н. Верещагина). Публикуемая статья содержит важные материалы для обоснования схемы стратиграфии верхнего мела Северной Камчатки, описанная же в ней фауна имеет большое значение для сопоставления этих отложений с аналогичными слоями других областей Дальнего Востока и сопредельных стран.

ВВЕДЕНИЕ

Материалом для настоящей работы послужила коллекция Н. М. Маркина *, собранная в 1936 г. на восточном берегу Пенжинской губы от мыса Астрономического на севере до мыса Водопадного в Мамеченском заливе на юге и по р. Таловке от сел. Таловки до устья р. Айнынь.

Коллекция состоит преимущественно из моллюсков: аммонитов, пелеципод и одного вида из гастропод. Кроме них имеется один экземпляр морского ежа, один вид десятиногого ракообразного и несколько брахиопод. Описанная фауна хранится в монографическом отделе музея ВСЕГЕИ.

Меловая фауна Камчатки очень мало изучена. Первое упоминание в литературе о меловой фауне на Камчатке встречается в протоколах Геологического Комитета за 1901 г. (стр. 137), где отмечено, что акад. Ф. Б. Шмидтом, по материалам доктора Н. В. Слюнина, с р. Ти-

* В работе Н. М. Маркина [1957] читатель может найти подробные данные о стратиграфии и геологическом строении местонахождений фауны, описываемой в данной статье Е. В. Ливеровской. *Ред.*

гиля и ее окрестностей определены большие экземпляры *Inoceramus* cf. *cuvieri* So w., указывающие на верхнемеловой возраст.

Позднее Н. С. Кулжинская-Воронец, по материалам М. Ф. Двали с мыса Паланского, определила присутствие *Helcion giganteum* var. *dep-*

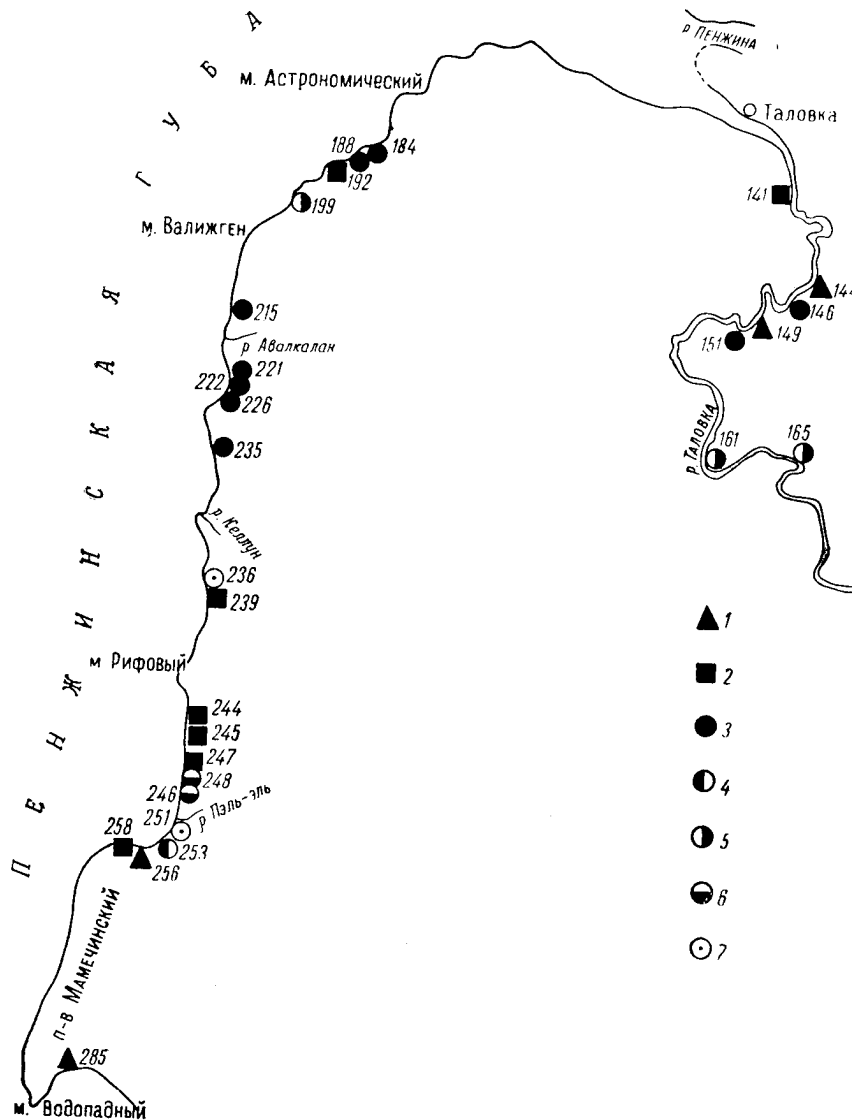


Рис. 1. Схема местонахождений меловой фауны на восточном побережье Пенжинской губы.

Сеном: 1 — сл. с *I. schmidt* M i s h.; 2 — аммонитовые слои; 3 — устричные слои; сеноман-турон: 4 — свита пэль-эль; 5 — свита мыса Валижген; 6 — свита мыса Рифового; 7 — местонахождения фауны.

ressa S c h m., и *Inoceramus degitatus* So w. (Вероятно, правильное это *Inoceramus* относить к одному из видов группы *I. schmidt* M i s h., имеющей руководящее значение для верхнемеловых отложений о. Сахалина и японских островов). Этот же палеонтолог, по сборам Б. Ф. Дьякова

Таблица 1

Сводная стратиграфическая таблица меловых отложений Камчатки, охарактеризованных фауной (по данным предшественников)

Ярусы	Восточное побережье Пенжинской губы; Колл. Б. М. Хватова *	Мыс Паланский; колл. М. Ф. Двали **	Мыс Омгон и мыс Бабуш- кина; колл. Б. Ф. Дьякова **	Утхолокский район; колл. Л. В. Микулич **
Сенон		Туфово-сланцевая серия. Пестрые туфогенные глинистые пласты, в основании перепол- ненные обломками призматиче- ского слоя гигантских иночерамов (паланский гори- зонт). Содержит: <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>digitatus</i> Sow., <i>Helcion</i> <i>giganteus</i> var. <i>depressa</i> Sch m.	Ирунейская толща (туфово- сланцевая) с <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>schmidt</i> Mich.	Ирунейская свита Плотные тонкослоистые зе- леноватые туфогенные крем- нистые сланцы с <i>Inoceramus</i> cf. <i>sachalinensis</i> Sok., <i>I.</i> <i>schmidt</i> Mich. и др.
Турон	Зеленовато-серый грубозер- нистый песчаник с <i>Inoceramus</i> <i>lamarcki</i> Park. var. <i>subra-</i> <i>diatus</i> B o d y l., <i>I. gibberosus</i> B o d y l.		Омгонская свита Переслаивание темных пес- чанистых сланцев и плотных серых песчаников. Прослоп угля и конгломератов. Фауна. Вверху толщи: <i>Ino-</i> <i>ceramus</i> cf. <i>lobatus</i> M ü n s t., <i>Hemias</i> sp., <i>Pecten</i> sp. indet., <i>Turbo</i> sp. Внизу толщи: <i>Inocera-</i> <i>mus labiatus</i> Schloth., <i>I. cuvieri</i> Sow., <i>I. lamarcki</i> Park., <i>I. costellatus</i> W o o d s и др.	Омгонская свита Переслаивающиеся темно-се- рые, глинистые сланцы и мас- сивные песчаники с пластами конгломератов, с прослоями угля. Фауна: <i>Inoceramus balticus</i> B ö h m., <i>I.</i> cf. <i>lobatus</i> M ü n s t., <i>I. costellatus</i> W o o d s, <i>I. cuvieri</i> Sow., <i>I. labiatus</i> Schloth. и др.
Сено- ман				Слон с <i>Turrillites costatus</i> L a m.
Альб	<i>Inoceramus concentricus</i> Park., <i>Hamites</i> cf. <i>charpen-</i> <i>tieri</i> , <i>Hyphantoceras penschin-</i> <i>kensis</i> B o d y l., <i>Gaudryceras</i> aff. <i>denseplicatum</i> J i m b o, <i>Inoceramus</i> sp. indet., <i>I. tenuis</i> M a n t., <i>Cardium</i> sp. indet.			

* Фауна определена В. П. Бодылевским.

** Фауна определена Н. С. Кузнецкой-Воронец.

в районе мыса Бабушкина, определила присутствие *Inoceramus* cf. *schmidtii* M i s h. и *I. ex gr. orientalis* S o k.

В соседнем Утхолокском районе, по сборам Л. В. Микулич, сю же определен *Inoceramus schmidtii* M i s h. и другая фауна верхнемелового возраста.

Севернее мыса Паланского, на восточном побережье Пенжинской губы, Б. М. Хватов собрал меловую фауну, среди которой по определению В. И. Бодылевского [1937] присутствуют виды, характерные для альба и турон — сенона.

Изложенные данные предшественников представлены в табл. 1.

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕНЖИНСКОГО РАЙОНА

Обработанный материал по меловой фауне является наиболее полным из известных до сих пор с п-ва Камчатки. Сборы произведены, примерно, в том же районе, где и сборы Б. М. Хватова [Бодылевский, 1937] — на восточном побережье Пенжинской губы, из 30 обнажений.

Сложное тектоническое строение этого района заставило при рассмотрении стратиграфии руководствоваться исключительно фаунистическими данными.

В результате обработки фауны, в процессе которой было изучено большое количество литературы по меловой фауне, в особенности соседних стран, удалось выделить шесть фаунистических комплексов, из которых почти все, вероятно, имеют самостоятельное стратиграфическое значение.

СВИТА МЫСА РИФОВОГО

Наиболее древним по составу фауны является комплекс, обнаруженный в мелкозернистом темно-сером, почти черном, известковистом песчанике около 400 м мощностью, обнаженном в 11 км южнее мыса Рифового, в обнажении 248. Отсюда определены следующие формы: *Puzosia* sp. indet., *Inoceramus concentricus* P a r k. var. *nipponicus* N a g. et M a t., *I. tenuistriatus* N a g. et M a t.

Inoceramus concentricus P a r k. — вид, широко известный в Европе как характерный для альба, но в Японии по данным монографической обработки иноцерамов Нагао (Nagao) и Матумото (Matumoto), опубликованной в 1940 г., группа *Inoceramus concentricus* P a r k., представленная пятью видами и разновидностями, в том числе и *I. tenuistriatus* N a g. et M a t., является наиболее древней группой японских иноцерамов и характерна для гилляцкого яруса, который упомянутые авторы параллелизуют с сеноманом европейской шкалы.

Исходя из изложенного, автор склонен относить слои, содержащие данную фауну, к сеноману. Аналогичные по фауне и возрасту отложения были констатированы В. И. Бодылевским [1937] по сборам Б. М. Хватова в этом же районе. Возможно, что сюда же придется отнести слои с *Turritiles costatus* L a m. из Утхолокского района и Анадыри.

СВИТА МЫСА ВАЛИЖГЕН *

Более молодым комплексом фауны является комплекс, обнаруженный в угленосной пачке с прослоями глинистых сланцев и плотных серых мелко- и среднезернистых песчаников, вверху переходящей в разноезер-

* Название этой свиты, так же как и последующих двух, предложено Н. М. Маркиным.

нистые грубослоистые песчаники, а внизу подстилаемой конгломератом. Общая мощность этих слоев достигает 1500 м (обн. 161, 165 и 199).

Этот комплекс состоит из двух видов, характерных для гилляцкого яруса и одного нового вида: *Callista pseudoplana* Y a b e et N a g., *Megatriconia* (*Apiotriconia*) *subovalis* J i m b o и *Cucullaea kamtschatica* sp. n.

Кроме фауны, в свите мыса Валижген обнаружена флора, определенная Э. Н. Кара-Мурза: *Filicites*, *Sequoia* sp., *Tumion suspectum* H o l l i c k., *Sphenopteris* (*Onychiopsis*) *psilotoides* S t o k e s et W e b b., *Credneria spatiosa* H o l l i c k., *Credneria inordinata* H o l l i c k., *Platanus newberryana* H e e r, Coniferae.

По присутствию в фаунистическом комплексе форм, характерных для слоев мыса Хэй Сахалина и зоны *Pectunculus* тригонпесчанников Хоккайдо, свиту мыса Валижген можно отнести к нижней части гилляцкого яруса или к айнуесской свите Сахалина. Аналогичного комплекса фауны на Камчатке до сих пор найдено не было.

СВИТА ПЭЛЬ-ЭЛЬ

Плотные окремнелые песчаники с прослоями глинистых сланцев мощностью 350—400 м, вскрытые эрозией в 1,5 км южнее устья р. Пэль-эль (обн. 253), содержат *Inoceramus iburiensis* N a g. et M a t., *I. hobetsensis* N a g. et M a t. и *I. pelelensis* n. sp. Первые два вида характеризуют самые верхи гилляцкого яруса Хоккайдо и Сахалина, третий вид новый.

На основании приведенной фауны эту свиту можно считать более молодой, чем свита мыса Валижген. Вероятно, к этой же свите придется отнести породы обн. 247, которые содержат хотя и другие виды, но, примерно, того же стратиграфического уровня, а именно: *Inoceramus teschioensis* N a g. et M a t., *Puzosia spathi* S h i m i z u и *Grammatodon sachalinensis* S c h m i d t; два последние вида имеют, однако, большое вертикальное распространение.

Аналогичными же на Камчатке можно считать слои с *Inoceramus* cf. *cuvieri* S o w. на р. Тигиль, нижнюю часть омгонской свиты мыса Бабушкина и Утхолокского района, а также отложения с *Inoceramus lamarcki* P a r k. var. *subradiatus* B o d u l., по материалам Б. М. Хватова.

АВАЛКАЛАНСКАЯ СВИТА

Эта свита имеет наибольшее площадное распространение. Она встречена к северу и к югу от устья р. Авалкалан на Мамеченском п-ве и на р. Таловке. Представлена авалкаланская свита песчаниками серо-зелеными, плотными, разнотекстурными, с прослоями глинистых сланцев с конгломератами внизу и редкими тонкими прослоями углей.

Кроме фауны, эта свита содержит флору, определенную Э. Н. Кара-Мурза: *Credneria* sp., *Protophyllum* sp., *Phyllites* sp., *Gluptostrobus* sp. и др.

Фауна этой свиты может быть разбита на 3 комплекса и соответствующие им слои: 1) слои с *Ostrea* aff. *acutirostris* N i l s. (устричные), 2) слои с аммонитами и *Inoceramus patootensis* L o r. и 3) слои с *Inoceramus schmidtii* M i c h.

1. Слои с *Ostrea* aff. *acutirostris* N i l s. (устричные слои). Нижний комплекс фауны включает: *Ostrea* aff. *acutirostris* N i l s., *Anomia* sp., *Lima* sp., *Terebratulula* sp., *Linuparus* sp. cf. *japonicus* N a g.

Таблица 2

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Пенжинского района

Отдел	Ярусы	Свиты			Состав фауны
Верхний мел	Сенон	Авалкаланская свита (мощность 2500—3000 м)		Слой с <i>I. schmidtii</i>	<i>Gaudryceras yokoyamai</i> Y a b e, <i>Inoceramus</i> cf. <i>schmidtii</i> Mich.
		Аммонитовые слои			<i>Gaudryceras tenuiliratum</i> Y a b e var. <i>infraequens</i> Y a b e, <i>G. cf. limatum</i> Y a b e, <i>Tetragonites crassus</i> (J i m b o), <i>Puzosia</i> aff. <i>ischikawai</i> (J i m b o), <i>Inoceramus patootensis</i> L o r., <i>I. patootensis</i> L o r. var. <i>lingua</i> G o l d f., <i>Semifusus talovensis</i> L i w e r. sp. n., <i>Nucula</i> sp., <i>Leda</i> sp., <i>Pecten</i> sp.
		Устричные слои			<i>Ostrea</i> aff. <i>acutirostris</i> N i l s., <i>Anomia</i> sp., <i>Lima</i> sp. n., <i>Terebratula</i> sp. Устричные слои; подстилаются конгломератом с флорой, по определению А. Н. Криштофовича, указывающей на нижний сенон
	Сеноман — турон	Свита пэль-эль (мощность 350—400 м)			Песчаники плотные окремнелые с прослоями глинистых сланцев <i>Inoceramus iburiensis</i> N a g. et M a t., <i>I. hobetsensis</i> N a g. et M a t., <i>I. pelelensis</i> L i w e r o w s k a j a sp. n.
		Свита мыса Валиген (мощность 1500 м)			Угленосная пачка с прослоями глинистых сланцев и плотных песчаников. В нижней части пачки фауна: <i>Callista pseudoplana</i> Y a b e et N a g., <i>Megatrigonia (Apotrigonia) subovalis</i> (J i m b o), <i>Cucullaea kamtschatica</i> L i w e r o w s k a j a sp. n.
		Свита мыса Рифового (мощность 400 м)			Песчаник мелкозернистый, темно-серый, почти черный, известковистый с <i>Puzosia</i> sp. indet. и <i>Inoceramus concentricus</i> P a r k. var. <i>nipponicus</i> N a g. et M a t.

Только первый вид может дать некоторое указание на сенонский возраст этого комплекса, остальные виды не дают указания на возраст, причем в других обнажениях они встречены не были.

В фациальном отношении комплекс с *Ostrea* aff. *acutirostris* N i l s. характеризует более мелководные отложения, чем аммонитовый комплекс, а также и комплекс свиты пэль-эль. Возможно, что в дальнейшем окажется, что он имеет только фациальное, а не возрастное значение.

2. Слой с аммонитами и *I. patootensis* L o r. Средний комплекс включает большую часть аммонитов и вообще содержит наиболее богатую и разнообразную фауну. Отсюда определены *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e, *G. cf. limatum* Y a b e, *Tetragonites crassus* (J i m b o), *Puzosia* aff. *ischikawai* (J i m b o), *Nucula* sp., *Leda* sp., *Pecten* sp., *Inoceramus patootensis* L o r., *I. patootensis* L o r. var. *lingua* G o l d f., *Semifusus talovensis* L i w e r. n. sp., *Hemiaster* sp.

В этом комплексе иноцерамы характерны для нижнего сенона Европы, аммониты свойственны верхним аммонитовым слоям Хоккайдо,

а один из них, *Gaudryceras limatum* Y a b e, характеризует слои с *Sca-phites*, т. е. среднюю часть верхних аммонитовых слоев Хоккайдо.

Вероятным аналогом этого комплекса на Камчатке является верхняя часть омгонской свиты и мыса Бабушкина с *Inoceramus* cf. *lobatus* M ü n s t. по определению Н. С. Кулжинской-Воронец. (Этот вид, вероятно, тождественен с *I. patootensis* L o r.).

3. Слои с *Inoceramus schmidtii* M i c h. Верхний комплекс является отчетливо более молодым, чем два предыдущие. Он содержит: *Gaudryceras yokoymai* Y a b e и *Inoceramus* cf. *schmidtii* M i c h.

Оба вида характеризуют верхи верхних аммонитовых слоев Хоккайдо и ороченского яруса Сахалина.

В рассматриваемом районе этот комплекс представлен всего лишь в трех обнажениях, но его несомненными аналогами на Камчатке являются меловые отложения мыса Палацкого и ирунейская свита Утхолокского района; на Сахалине слои с этим комплексом широко развиты и хорошо известны; их обозначают как морские меловые слои с иноцерамами группы *Inoceramus schmidtii* M i c h. (средняя часть ороченского яруса).

Ниже помещаются схемы стратиграфии верхнемеловых отложений Пенжинского района (табл. 2) и более широкой территории Камчатки (табл. 3).

СОПОСТАВЛЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ С АНАЛОГИЧНЫМИ СЛОЯМИ СОСЕДНИХ РАЙОНОВ

Морские меловые отложения известны в Анадырском крае, где они, по данным П. И. Полевого [1915], представлены валанжинном, верхним альбом и по-видимому, сеноманом. Средняя часть разреза по Осиново-Майнской с фауной: *Turrilites* cf. *costatus* S o w., *Helicoceras venustum* Y a b e, * *Stoliczkaia dispar* K o s s m a t. (обломок) и *Lytoceras timotheanum* M a j o r. может быть сопоставлена с самой нижней частью Камчатского разреза — со свитой мыса Рифового. Интересно отметить, что верхняя часть этого же разреза содержит листья, обуглившуюся древесину и остатки рыб, т. е. признаки регрессии моря, что вполне согласуется с Пенжинским разрезом, где выше свиты мыса Рифового следует свита мыса Валижген, представленная угленосной пачкой с прослоями глинистых сланцев и плотных песчаников с фауной толстостенных прибрежных пелеципод.

Аналоги нижней части мелового разреза Анадыря на Камчатке не встречены.

В 1936 г. Н. С. Кулжинская-Воронец, обрабатывая коллекции фауны Б. Н. Елисеева [1936] из того же района, попутно переопределила и сборы П. И. Полевого. В результате ею установлено присутствие в рассматриваемом районе фауны альба, сеномана, турона и кампана; валанжин ю в Анадырском крае обнаружен не был.

На Сахалине [А. Н. Криштофович, 1932, стр. 201—206] разрез меловых отложений начинается континентальными отложениями гилляцкого яруса. В низах его, выделенных А. Н. Криштофовичем [1937,

* По мнению В. Н. Верещагина, присутствие *Helicoceras venustum* Y a b e совместно с перечисленными видами весьма сомнительно: новые работы не подтверждают наличия такой ассоциации. • Ред.

Стратиграфическая схема верхнемеловых отло

Отдел	Свиты	Пенжинский район		Р. Тигиль, по дан- ным Ф. Б. Шмидта
		По обрабатываемым материалам	По материалам Б. М. Хватова	
Верхний мел	Авадкалапская	Слон с <i>Inoceramus schmidtii</i> Mich.		
		Аммонитовые слон (слон с аммонитами и <i>Inoceramus patootensis</i> L o r.)		
		Устричные слон (слон с <i>Ostrea</i> aff. <i>acutirostris</i> N i l s.)		
	Нель-эль	Слон с <i>Inoceramus ibu- riensis</i> Nag. et Mat., <i>I. hobetsensis</i> Nag. et M a t., <i>I. pelelensis</i> L i w e r o w s k a j a	Слон с <i>Inoceramus</i> <i>lamarcki</i> Park. var. <i>subradiatus</i> B o d y l., <i>I. gibberosus</i> B o d y l.	Слон с <i>Inocera- mus</i> cf. <i>cuvieri</i> S o w.
	Свита мыса Валикген	Слон с <i>Megatrigonia</i> (<i>Apiotrigonia</i>) <i>subovalis</i> (J i m b o), <i>Callista pseu- doplana</i> Y a b e et Nag., <i>Cucullaea kamtschatica</i> L i w e r o w s k a j a		
	Свита мыса Рифногого	Слон с <i>Inoceramus con- centricus</i> Park. var. <i>nipponicus</i> Nag. et Mat., <i>I. tenuistriatus</i> Nag. et M a t.	Слон с <i>Inoceramus</i> <i>concentricus</i> Park.	

Таблица 3

жений Камчатки, охарактеризованных фауной

Тигильский район, Мысы Омгон и Бабункина, по материалам Б. Ф. Дзякова		Мыс Палаанский, по материалам М. Ф. Двали	Утхолокский район, по материалам Л. В. Микулич
Ирунейская толща с <i>Inoceramus</i> cf. <i>schmidtii</i> Mich., <i>I.</i> cf. <i>orientalis</i> Sok., <i>I.</i> ex gr. <i>schmidtii</i> Mich.		Туфово-сланцевая серия. Палаанский горизонт. <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>digitatus</i> Sow.	Ирунейская свита с <i>Inoceramus schmidtii</i> Mich., <i>In.</i> cf. <i>sachalinensis</i> Sok.
Омгонская свита	Слон с <i>Inoceramus</i> cf. <i>lobatus</i> Münst.	Омгонская свита	Слон с <i>Inoceramus</i> cf. <i>lobatus</i> Münst.
	Слон с <i>Inoceramus cuvieri</i> Sow., <i>I. lamarecki</i> Park. и др.		Слон с <i>Inoceramus cuvieri</i> Sow., <i>I. lamarecki</i> Park.
			Слон с <i>Turrilites costatus</i> Lam.

стр. 20—23] как айнусская свита, в районе мыса Хой, обнаружен прослой 20—25 см мощностью с морской фауной, среди которой встречены *Megatrignia* (*Apiotrignia*) *subovalis* (J i m b o) var. *minor* (Y a b e et N a g a o) и *Callista pseudoplana* Y a b e et N a g a o.

Гиляцкий ярус, вероятно, соответствует по времени двум нижним свитам Камчатки: свите мыса Валижген и пэль-эль, но отличается от них признаками более континентального режима.

Верхний ярус — ороченский (или уракава) — в средней части представлен морскими отложениями, а в верхней и нижней — континентальными. В морских отложениях давно известна богатая фауна с мыса Жонкиер: *Inoceramus schmidtii* M i c h., *I. sachalinensis* S o k., *I. orientalis* S o k., *I. elegans* S o k., *I. lobatus* M ü n s t, *Grammatodon sachalinensis* S o k. и др.

Ф. В. Шмидт [1873] ошибочно относил этот отдел к сеноману. Позднее Михаэль [Michael, 1898, стр. 164], на основании изучения группы *Inoceramus schmidtii* M i c h., пришел к заключению о нижнесенонском возрасте этих отложений. Ябе [Yabe, 1909, стр. 429] пришел к такому же заключению о возрасте, основываясь на других данных.

Д. В. Соколов [1914, стр. 57], изучая сахалинских иноцерамов разреза Жонкиер и аналогичных ему по возрасту других обнажений, сделал вывод что эти иноцерамы указывают на возраст содержащих их слоев, ограниченный пределами от кампана снизу до маастрихта сверху, и только в пределах японского Сахалина обнаружены и представлены более древнего возраста (коньяк или сантон).

Симидзу [Shimizu, 1935, стр. 162 и 168] на основании изучения меловых аммонитов Японии и Сахалина высказал мнение, что морские меловые отложения мыса Жонкиер относятся к маастрихту, а морские меловые отложения мыса Хой — к нижнему сеноману; лежащие между ними континентальные отложения могут по возрасту соответствовать промежутку от нижнего сеномана до нижнего маастрихта.

Ниже ороченского яруса на Северном Сахалине Ябе и Симидзу [Yabe et Shimizu, 1924] выделили группу Верблюдов, представленную конгломератами и песчаниками с прослоями сланцев. В песчаниках содержится фауна: *Megatrignia* (*Apiotrignia*) *subovalis* (J i m b o) var. *minor* (Y a b e et N a g.) и *Inoceramus* cf. *percostatus* M ü l l e r. Последний вид следует определять как *I. hobetsensis* N a g. et M a t.

Позднее Ябе [1927, табл.] поместил группу Верблюдов в верхах гиляцкого яруса.

В 1935 г. Симидзу [1935, стр. 163] называет группой Верблюдов уже весь гиляцкий и айнуасский ярусы.

По указанию А. Н. Криштофовича [1937] П. И. Полевой считал, что группа Верблюдов не имеет самостоятельного значения и по возрасту соответствует песчаникам мыса Жонкиер. Нам кажется, что теперь этот вопрос можно считать разрешенным в пользу самостоятельного значения группы Верблюдов с характеризующим ее видом *I. hobetsensis* N a g. et M a t., который встречен на Сахалине, на Хоккайдо, в Пенжинском районе и, по устному сообщению В. И. Бодылевского, в устье р. Енисея.

Далее на юг, в Японии на о-ве Хоккайдо (Иезо), установлен более полный разрез морских меловых отложений. Здесь нижняя часть верхнемеловых отложений представлена тригониевыми песчаниками, а верхняя — верхними аммонитовыми слоями.

Три нижние свиты Пенжинского разреза свиты мыса Рифового, мыса Валижген и пэль-эль соответствуют тригониевым песчаникам Хоккайдо

Таблица 4

Сопоставление верхнемеловых отложений Камчатки и соседних районов

Международная шкала	Камчатка	Анадырь	Сахалин	Хоккайдо
Сенон	Авалганская свита	Слой района рек Большой, Тингинея, Угольной и бух. Угольной	Ороченский ярус	Верхние аммонитовые слои
	Слой с <i>Inoceramus schmidtii</i> Mich.		Песчаники с флорой Слой с <i>Inoceramus schmidtii</i> Mich. Слой с флорой	Хакобучи Зона <i>Pachydiscus</i> Зона <i>Sapophites (Jesoides)</i> Зона <i>Mammites</i> (верхняя зона <i>Acanthoceras</i>)
	Аммонитовые слои			
Сеноман—турон	Устричные слои			
	Свита падь-эль	Толща района реки Осиновой (с фауной)	Глиняцкий ярус	Тригониевые песчаники
	Свита мыса Валижен	Слой с листьями и обуглившейся древесной	Группа Верблюд Слой с флорой Айнуэская свита Слой мыса Хой Континентальная толща	Зона <i>Pectunculus</i> Зона <i>Thetis</i> Зона <i>Trigonia langiloba</i> Уегага (нижняя зона <i>Acanthoceras</i>)
	Свита мыса Рифового	Слой с <i>Turrillites</i> cf. <i>costatus</i> Lam.		

в целом и, может быть, нижней зоне верхних аммонитовых слоев — зоне *Mammites*, а верхняя авалкаланская свита соответствует остальной части верхних аммонитовых слоев.

Свита мыса Валижген по присутствию в ней *Megatrigrionia* (*Apiotrigrionia*) *subovalis* (J i m b o) и *Callista pseudoplana* Y a b e et N a g a o параллелизуется с зоной *Pectunculus* тригониевых песчаников, а свита пэль-эль по присутствию *Inoceramus hobetsensis* N a g. et M a t. аналогична самым верхам гилацкого яруса Сахалина и тригониевых песчаников Хоккайдо.

Аммонитовые слои авалкаланской свиты могут быть сопоставлены со средней частью верхних аммонитовых слоев о-ва Хоккайдо — слоями со *Scaphites*.

Слои с *Inoceramus schimdti* M i c h. хорошо сопоставляются с верхней частью верхних аммонитовых слоев Хоккайдо.

Сопоставление верхнемеловых отложений Камчатки с аналогичными слоями соседних областей показано на табл. 4.

ОПИСАНИЕ ФАУНЫ

КЛАСС CEPHALOPODA

СЕМЕЙСТВО GAUDRYCERATIDAE S p a t h, 1927

Род GAUDRYCERAS G r o s s o u v r e, 1894

Gaudryceras tenuiliratum Y a b e var. *infraequens* Y a b e

Табл. I, фиг. 1, 6, рис. 2 в тексте

1894. *Lytoceras Sacya* J i m b o (Non Forbes), part. Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. Стр. 34, табл. VI, фиг. 1, 1a.
 1903. *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e. Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. Часть 1, стр. 28, табл. IV, фиг. 3a, б.
 1927. *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e. Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. Табл. VII (V), фиг. 5.

Имеется 4 экземпляра и 1 экземпляр, представленный обломками отпечатка, который можно отнести сюда лишь предположительно.

Размеры, мм	Наибольший экземпляр	Средний экземпляр
Диаметр	70 (100)*	37 (100)
Высота последнего оборота	30 (43)	15 (41)
Толщина	22 (31)	—
Ширина пупка	20 (29)	13 (35)

Раковина состоит из 5—7 слегка инволютных оборотов. Сечение оборотов имеет форму почти правильного круга. Пупок широкий с круглыми стенками.

Наружная поверхность покрыта многочисленными толстыми острыми ребрышками, которые уже промежутков между ними. Ребра S-образно изогнуты и неодинаковой длины. Самые длинные ребра покрывают всю

* Здесь и далее в скобках дано выражение замера в процентах по отношению к наибольшему замеру данной формы.

поверхность оборота, более короткие начинаются на боковой поверхности и проходят через сифональную сторону. Через некоторые промежутки несколько ребер стоят более тесно друг к другу и немного возвышаются над соседними; таких участков со сближенными ребрами насчитывается по пяти в обороте.

Перегородочная линия имеет 1 наружное, 2 боковых и 3 вспомогательных седла (рис. 2).

М е с т о н а х о ж д е н и е. Левый берег р. Таловки в 10 км вверх по течению от с. Таловки, обн. № 141 (4 экз.) и восточный берег Пенжинской губы в 8 км южнее устья р. Келлун, обн. № 239 (обломок отпечатка, отнесенный к этому виду лишь предположительно).

С х о д с т в о и р а з л и ч и я. От других разновидностей данного вида эта разновидность отличается относительно узким пупком, а также редкими и слабо выраженными периодически ребрами.

В о з р а с т. Сенон, аммонитовые слои.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraquens* Y a b e распространен в верхних аммонитовых слоях Хоккайдо (сенон).

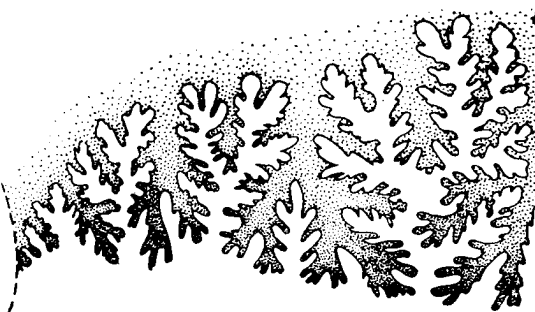


Рис. 2. Перегородочная линия. *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraquens* Y a b e.

Gaudryceras cf. *limatum* Y a b e

Табл. I, фиг. 5, 5а

1903. *Gaudryceras limatum* Y a b e, Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. Часть 1. стр. 34, табл. IV, фиг. 2, табл. V, фиг. 2; табл. VI, фиг. 3а, б.

Имеется один полный экземпляр.

Размеры, мм		
после реставрации	последнего оборота	предпоследнего оборота
Диаметр раковины	120 (100)	45 (100)
Высота оборота	45 (37,5)	20 (44,4)
Толщина оборота	40 (33,3)	20 (44,4)
Ширина пупка	30 (25)	10 (22,2)

Раковина дисковидная, несколько сдавленная с боков. У более молодого оборота сечение почти круглое, у взрослого — слегка вытянутое в высоту. Наружная поверхность предпоследнего оборота покрыта тонкими поперечными штрихами, слегка выступающими вперед на брюшной стороне. Последний оборот несет лишь грубые ребра, разделенные проме-

жутками примерно такой же ширины. Слой раковины на последнем обороте не сохранился. На предпоследнем обороте видна часть сутурной линии. Сифонная лопасть несколько длиннее первой боковой. Обе они двураздельны, внешнее седло тоже двураздельное. Жилая камера занемала, по-видимому, больше половины оборота.

Сходство и различия. Имеющийся экземпляр обнаруживает большое сходство с описанными и изображенными экземплярами этого вида [Yabe, 1903], особенно с фиг. 2 на табл. 5, его работы, но ввиду недостаточной сохранности образца затруднительно окончательное отождествление его с *Gaudryceras limatum* Yabe.

Возраст. Сенон, глины с *Inoceramus schmidt* Mich.

Местонахождение. Восточное побережье Пенжинской губы в 5 км южнее мыса Рифового, обн. № 245.

Распространение. *Gaudryceras limatum* Yabe распространен в слоях со *Scaphites* (средняя часть верхних аммонитовых слоев, сенон о-ва Хоккайдо).

Gaudryceras yokoyamai Yabe

Табл. I, фиг. 4, 4a

1903. *Gaudryceras Yokoyamai* Yabe, Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. Часть 1, стр. 37, табл. VI, фиг. 1a, б, 2a, б, табл. VII, фиг. 6.

Имеется 1 экземпляр, представленный ядром с частично сохранившейся наружной поверхностью раковины.

Размеры: диаметр 29 мм (100), высота последнего оборота 12 мм (41), толщина 12 мм (41), ширина пупка 11 мм (38).

Раковина маленькая, дискоидальная, с широким пупком, состоит из 5 оборотов. Сечение оборотов по очертаниям приближается к правильному кругу. Сифональная сторона равномерно закруглена (насколько можно судить по поврежденному экземпляру).

На частично сохранившейся поверхности раковины только при увеличении заметны тонкие штрихи нарастания. Эти штрихи, поднимаясь по пупковой стенке, слегка изгибаются назад, затем, переходя на боковую поверхность оборота, изгибаются вперед и далее уже идут параллельно апертуре. Кроме струек, также при увеличении заметны очень слабые бороздки на расстоянии нескольких миллиметров друг от друга. На последнем обороте насчитывается 3 слабых пережима.

Лопастная линия: седла и лопасти симметрично двураздельные. Первая боковая лопасть наиболее глубокая, она слегка превышает по глубине сифональную лопасть.

Сходство и различия. Ябе [1903] не упоминает пережимов на раковине, но они настолько мало заметны на имеющемся экземпляре, что могли не быть обнаружены.

Местонахождение. Северная Камчатка, р. Таловка, в 10 км вниз по течению от устья р. Кони, обн. № 144.

Возраст. Сенон, глины с *Inoceramus schmidt* Mich.

Распространение. Небольшое количество образцов описывается Ябе из слоев с *Pachydiscus* с р. Kikumezawa с о-ва Хоккайдо (сенон) и из галек рр. Yubarigawa и Ikushumbets (Хоккайдо).

СЕМЕЙСТВО TETRAGONITIDAE Hyatt, 1900

Род TETRAGONITES Kossmat, 1895

Tetragonites crassus (Jimbo)

Табл. I, фиг. 2,2а; рис. 3 в тексте

1895. *Lytoceras crassus* Jimbo, Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido, стр. 35 (181), табл. VI (XXII), фиг. 5а, б.
 1903. *Tetragonites crassus* Yabe, Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido, часть 1, стр. 47.

Имеется 1 экземпляр этого вида, представленный ядром с сохранившейся местами раковиной.

Размеры: диаметр 21 мм (100), высота последнего оборота 10 мм (47,6), толщина последнего оборота 11 мм (52,4), ширина пупка 7 мм (33,3).

Раковина небольшая, выпуклая, состоит из 5,5 оборотов. Жилая камера занимает больше 1/2 оборота. Сечение оборотов почти круглое, слегка сжатое с боков. Пупок узкий, глубокий, окружен вертикальной стенкой.

Наружная поверхность покрыта лишь струйками нарастания.

Перегородочная линия видна не полностью (рис. 3). Сифональное седло, как уже отмечено Ябе, является более высоким и узким, чем это изображено у Джимбо (Jimbo). Седла несимметрично трехраздельны, лопасти двураздельны.

Сходство и различия. Описываемый экземпляр очень хорошо совпадает с изображением у Джимбо [1895].

В описании Ябе отмечено, что *T. crassus* (Jimbo) отличается от *T. sphaeronotus* (Jimbo) и *T. glabrus* (Jimbo) более широким пупком. Это совершенно справедливо относительно экземпляров двух последних видов, изображенных Джимбо [1895], но относительно экземпляров, изображенных Ябе [1903] дело обстоит как раз наоборот.

Возраст. Сенон, аммонитовые слои.

Местонахождение. Северная Камчатка, левый берег р. Таловки, в 10 км вверх по течению от сел. Таловки, обн. № 141.

Распространение. Один экземпляр этого вида найден в гальке на о-ве Хоккайдо. Позднее Ябе [1927, стр. 43 (17)] отнес этот вид к верхним аммонитовым слоям, к горизонтам *Yessoites* и *Parapachydiscus* (сенон).

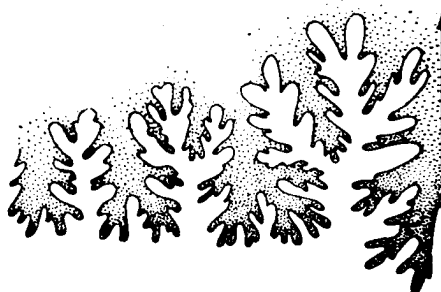


Рис. 3. Перегородочная линия. *Tetragonites crassus* (Jimbo).

СЕМЕЙСТВО DESMOCERATIDAE Zittel, 1895

Подсемейство PUZOSINAE Spath, 1922

Род PUZOSIA Bayle, 1878

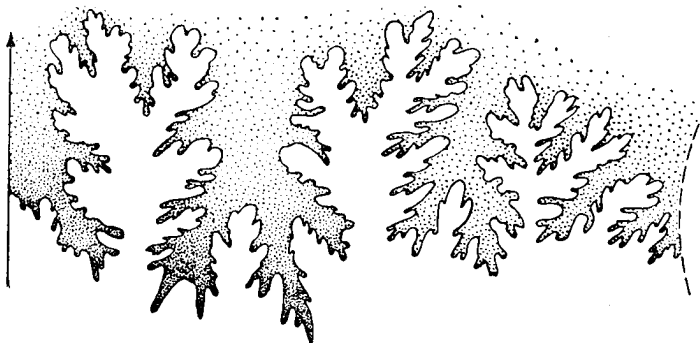
Puzosia spathi Shimizu

Табл. II, фиг. 2; рис. 4 в тексте

1889—1890. *Desmoceras Gaudama* Yokoyama (non Forbes), Versteinerungen aus der japanischer Kreide, стр. 184, табл. XVIII, фиг. 14, табл. XIX, фиг. 5а, б.
 1935. *Kitchiniles spathi* Shimizu. The Upper Cretaceous Cephalopods of Japan, часть 1, стр. 179.

В обрабатываемой коллекции находится одно разломанное ядро с частично сохранившейся раковиной.

Размеры: диаметр 55 мм (100), высота последнего оборота 20 мм (36), толщина последнего оборота 18 мм (33), ширина пупка 19 мм (35).

Рис. 4. Перегородочная линия. *Puzosia spathi* Shimizu.

Раковина дискоидальная; пупок не очень широкий. Сечение оборотов овальное, слегка вытянутое в высоту. Наружная поверхность последнего оборота покрыта пятью широкими пережимами, между которыми помещаются тонкие, но явственные ребра, разделенные более широкими промежутками. Между каждым двумя пережимами помещается около 10 ребер, если считать по внешней стороне. У пупкового края их меньше, так как некоторые начинаются лишь на боковой стороне раковины. Отходя от пупка, ребра направляются вперед, на боковой стороне они слегка отступают назад и на наружной стороне опять образуют изгиб вперед.

Лопастная линия: наружная лопасть широкая, разделена надвое вторичным седлом; седла несимметрично двураздельны, лопасти трехраздельны; первая боковая лопасть длиннее наружной (рис. 4).

Сходство и различия. Описываемый экземпляр при большом сходстве имеет более тонкие ребра, чем у экземпляра, изображенного Иокояма [Yokoyama, 1890] на фиг. 5, табл. XIX, что, по всей вероятности, объясняется его меньшими размерами.

Возраст. Сенон, аммонитовые слои Японии.

Местонахождение. Восточное побережье Пенжинской губы в 10 км южнее мыса Рифового, обн. 247.

Распространение. Верхние аммонитовые слои Хоккайдо (сенон).

Puzosia sp.

Табл. II, фиг. 3

В коллекции имеется одно неполное ядро с обломками раковины.

Р а з м е р ы: диаметр 170 мм (100), высота последнего оборота 85 мм (50), толщина последнего оборота 70 мм (41,2), ширина пупка 50 мм (29,4).

Раковина плоско дискоидальная, уплощенная с боков, пупок довольно широкий. Пупочная стенка постепенно, без резкого перегиба переходит в боковую поверхность оборота. Сечение оборота вытянуто в высоту, кверху суживается, но снаружи закруглено.

Поверхность оборотов покрыта несколькими крупными ребрами, на последнем обороте их 7. Между каждыми двумя крупными ребрами помещается 10—14 тонких ребер, слегка изогнутых вперед и образующих на наружной стороне неглубокую бухту.

Перегородочная линия сложно разветвленная. Лопасты трехраздельные, седла двураздельные.

С х о д с т в о и р а з л и ч и я. Наибольшее сходство описываемый экземпляр имеет по скульптуре с *Puzosia takei* из сеномана Румынии [Роровіс — Hatzeg, 1899, стр. 12, табл. II, фиг. 2], хотя отличается и деталями скульптуры и другими признаками. Так, ребра у *P. takei* начинаются с середины боковой стороны оборота, тогда как у камчатского экземпляра они начинаются от пупка. Есть различие и в изгибе толстых ребер (на ядре *P. takei* им соответствуют бороздки) и в большей толщине оборотов камчатского экземпляра.

Симидзу [1935, стр. 176] выделил новый вид *P. tenuis* Sh m i z u, о котором он говорит только, что он принадлежит к группе *P. subplanulata* S c h l ü t e r и тесно связан с *P. takei* из нижнего сеномана Румынии. Нет ни изображения, ни описания этого нового вида, поэтому сравнение с ним невозможно.

Puzosia subplanulata S c h l. [Schlüter, 1877, стр. 4, табл. II, фиг. 5, 6, 7] отличается от описанной формы большей величиной, более короткими ребрами, оканчивающимися на боковой стороне оборота и резким перегибом от боковой стороны оборота к пупочной стенке.

От *Jimboiceras planulatifforme* (J i m b o) [1894, стр. 27, табл. 1, фиг. 4] имеющийся экземпляр отличается меньшей толщиной периодических ребер, меньшей шириной пупка, не раздваивающимися ребрами, большей относительной высотой и меньшей шириной оборотов.

В о з р а с т. Сенон, аммонитовые слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы в 10 км южнее мыса Рифового, обн. № 247.

Puzosia ishikawai (J i m b o)

Табл. II, фиг. 1, 1а; рис. 5 в тексте

1894. *Desmoceras ishikawai* J i m b o, Beiträge zur Kenntniss der Kreideformation von Hokkaido, стр. 28, табл. I, фиг. 5, 5а, 5б.

В коллекции имеется один маленький экземпляр, представляющий собой ядро с обломками раковины.

Р а з м е р ы: диаметр 19 мм (100), высота последнего оборота 88 мм (42,1), толщина последнего оборота 6 мм (31,6), ширина пупка 8 мм (42,1).

Раковина дисковидная, уплощенная с боков; состоит из 5 оборотов. Пупок неширокий. В сечении обороты уплощены с боков и закруглены снаружи, с возрастом вытягиваются в высоту.

Наружная поверхность несет пережимы; на последнем обороте их 5. Параллельно пережимам располагаются тонкие ребра в количестве около 10 между каждыми двумя пережимами. Из них многие являются вставными, начинаются на боковой стороне близ пупка.

Перегородочная линия расчленена не сильно. Сифональная лопасть раздвоена невысоким сифональным седлом. Первая боковая лопасть такой же

длины, как сифональная, или слегка длиннее, трехраздельная. Следующие лопасти тоже трехраздельные (рис. 5).

Сходство и различия. Описываемый экземпляр почти вдвое меньше, чем экземпляр, изображенный Джимбо, кроме того, он имеет несколько меньшее количество ребер между каждыми двумя пережимами. Возможно, что это объясняется меньшей величиной раковины.

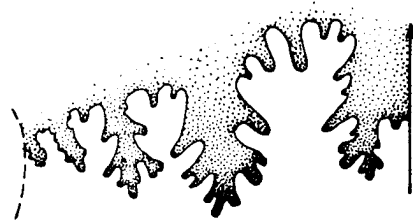


Рис. 5. Перегородочная линия. *Puzosia ischikawai* (T i m b o).

В о з р а с т. Сенон, аммонитовые слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Северная Камчатка, левый берег р. Таловки, в 10 км вверх по течению от с. Таловка, обн. 141.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *P. ischikawai* (J i m b o) распространена в верхних аммонитовых слоях (сенон) Сахалина и Хоккайдо.

КЛАСС BIVALVIA

СЕМЕЙСТВО ARCIDAE L a m a r c k

Род GRAMMATODON M e e k e t W o r t h e n

Grammatodon sachalinensis (S c h m i d t)

Табл. V, фиг. 5, 5a

1873. *Cucullaea sachalinensis* Ш м и д т, Окаменелости меловой формации с о-ва Сахалина, стр. 25, табл. V, фиг. 5, табл. VIII, фиг. 6.
 1890. *Cucullaea* cf. *sachalinensis* Y o k o u a m a, Versteinerungen aus der japanischen Kreide, стр. 176, табл. XVIII, фиг. 8a, б.
 1827. *Grammatodon sachalinensis* Y a b e, Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands.
 1932. *Grammatodon sachalinensis* N a g a o, Some Cretaceous mollusca from Japanese Saghalin and Hokkaido, стр. 31, т. VI, фиг. 1—5.

В коллекции имеется 20 экземпляров этого вида.

Раковина толстостенная, вытянутая в длину. Спинной край прямолинейный. Задний край прямой, слегка косо наклоненный, посредством

Размеры, мм	Наибольший экземпляр	Средний экземпляр
Длина	47 (100)	35 (100)
Высота	32 (68,1)	17 (48,6)

резкого перегиба соединяется с нижним слабо выпуклым краем, который постепенно поднимается вверх и незаметно переходит в передний край. Макушка сдвинута к переднему краю. От макушки к задне-нижнему углу проходит резкий килеобразный перегиб.

От макушки радиально расходятся тонкие частые ребра. Некоторые отдельные ребра у переднего и у заднего краев выдаются более резко, но в этом нет никакой закономерности. Промежутки между ребрами то более, то менее широкие на одном и том же экземпляре, причем более широкие расположены на переднем крае; далее, приближаясь к килю, они становятся уже, а на закилевом поле снова расширяются.

Кроме радиальных ребер, наружная поверхность покрыта концентрическими следами нарастания, которые, пересекаясь с радиальными ребрами, образуют тонкие чешуйки. Местами линии нарастания выступают резче, отмечая перерывы роста.

Замок состоит из 3 передних зубов, из 4 задних и нескольких коротких центральных, стоящих вертикально. В лупу заметна тонкая, но резкая зазубренность боковых поверхностей зубов. Арея не очень широкая, исчерчена тонкими струйками, сходящимися углом под макушкой.

Мускульные отпечатки углубленные, почти квадратные.

Сходство и различия. Впервые этот вид описан Ф. Б. Шмидтом из меловых отложений Сахалина; затем он был описан Иокояма из меловых отложений Японии. Нагао [1932] описал *Grammatodon sachalinensis* Sch m. с Хоккайдо, причем высказал мнение, что к этому же виду относятся также и формы, описанные Ф. Б. Шмидтом под названием *Cucullaea* aff. *striatella* Sch m i d t и *Macrodon* aff. *japeticum* Sch m i d t; он отмечает, что имеющиеся у него экземпляры *Gr. sachalinensis* Sch m. обнаруживают неодинаковую скульптуру на различных створках: на правой створке ребра более многочисленные и более сближенные, чем на левой. Автору не удалось в этом убедиться ввиду отсутствия двустворчатых экземпляров, сохранивших скульптуру.

В о з р а с т. Сенон, аммонитовые слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Северная Камчатка, левый берег р. Таловки, в 10 км вверх по течению от сел. Таловка, обн. № 141; р. Таловка, в 10 км ниже устья р. Кони, обн. № 146 и 151. Восточный берег Пенжинской губы, в 5 км южнее мыса Рифового, обн. № 245 и устье р. Пэль-эль, обн. № 251.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Вид *Gr. sachalinensis* Sch m i d t впервые описан из ороченской свиты Сахалина, затем он был найден в Японии преимущественно в верхних аммонитовых слоях (сенон), но Нагао [1932] отмечает нахождение нескольких экземпляров в тригониевом песчанике (турон — сеноман).

Род *CUCULLACA* Z a m a r k, 1801

Cucullaea kamtschatica L i w e r o w s k a j a sp. n.

Табл. V, фиг. 6—7

Голотип — табл. V, фиг. 6, 7. Сеноман — турон, свита мыса Валижген. Северная Камчатка, р. Таловка в месте впадения в нее р. Айнынь, обн. 165.

Имеется 11 экземпляров ядер с обломками толстостенных раковин и остатками замка.

Размеры, мм	Наибольший экземпляр	Средний экземпляр
Длина	70 (100)	52 (100)
Высота	47 (67,1)	44 (84,6)
Толщина двусторчатого экземпляра	45 (64,3)	43 (82,7)
Толщина стенки раковины . .	6 (8,6)	7 (13,5)

Очертания раковин от округло-треугольных до овально-треугольных. Передне-спинной край косо направляется вниз и без заметного перегиба переходит в короткий дугообразный передний край. Нижний край слабо выпуклый, образует тупой угол с задним. Задний край внизу и вверху очень слабо выпуклый, а посередине почти прямолинейный. Задне-спинной край прямолинейный, короткий, соединяется с задним краем посредством тупого угла. Апикальный угол приближается к 180° . Макушки почти центральные, большие, сильно загнутые внутрь и нависающие над замочным краем, они почти соприкасаются друг с другом, оставляя, таким образом, очень узкое пространство для арей.

От макушки к задне-нижнему углу проходит округлый килевой перегиб. Кроме следов нарастания, на наружной поверхности наблюдается концентрическая волнистость. Местами отдельные волны настолько резко выступают, что могли бы называться ребрами, но они имеют неправильные очертания и выступают неравномерно.

Замочный край слабо дугообразно изогнут. Под макушкой находится 10—12 зубов, стоящих вертикально; по бокам помещается по два боковых зуба — передние и задние.

Арея треугольной формы, угловато исчерчена и расположена в очень узком пространстве между макушками. Мускульные отпечатки почти квадратные.

Сходство и различия. От *Cucullaea delicatostriata* J a b e et N a g. (1935, стр. 113; табл. 1, фиг. 1, 1а, 1в) из слоев мыса Хой Северного Сахалина описываемый вид отличается отсутствием радиальных струек, нерезко очерченными переднеспинным и заднеспинным углами и большей толщиной стенок раковины.

От *C. glabra* W o o d s (1899, стр. 57) описываемый вид отличается незаметным переходом от верхнего края к переднему и отсутствием радиальной скульптуры.

В о з р а с т. Сеноман — турон, свита мыса Валижген.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Река Таловка в районе устья р. Айнынь, обн. 165.

СЕМЕЙСТВО TRIGONIIDAE Lamarck, 1819

Подсемейство MEGATRIGONINAE Ноерен, 1929

Род MEGATRIGONIA Ноерен, 1929

Подрод Apiotrignonia Сох, 1952

Megatrignonia (Apiotrignonia) subovalis (Jimbo) *

Табл. V, фиг. 1—3

1894. *Trigonia subovalis* Jimbo, Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido, стр. 42, табл. VIII(XXIV), фиг. 5, 5а.
 1949. *Trigonia subovalis* Ливеровская, Атлас руководящих форм ископаемых фауны СССР, т. XI. Верхний отдел меловой системы. Стр. 148, табл. XXII, фиг. 5, 6, 7.

В коллекции имеется 6 двустворчатых и 5 одностворчатых экземпляров, два обломка примакушечных частей с замком и два отпечатка внутренней поверхности.

Размеры, мм:

Длина	37,40 мм (1)
Высота	0,77
Выпуклость створки	0,20
Длина внешнекилевой линии	0,73
Смещение макушки	0,36
Угол макушки	127°

Раковина средней величины, грушевидная, вытянутая в длину, реже укороченная. Выпуклый полукруглый передний край плавно переходит в слабо выпуклый нижний край, который нерезко отделен от округлого и узкого сифонального края; верхний край явственно вогнутый. Макушки тупые, слабо выдающиеся, умеренно смещенные вперед и явственно повернутые назад. Передняя зона слабо обособленная, узкая и вогнутая. Отношение ширины заднего поля к ширине переднего поля равно 0,40.

На переднем поле от 7 до 9 валикообразных ребер, отходящих от линии внешнего килеобразного перегиба. Ребра эти занимают вертикальное (или несколько косое) положение и явственно видны лишь на задней половине переднего поля; передняя половина последнего является почти гладкой, так как ребра здесь постепенно исчезают. Годовые кольца (в количестве около 7—8) выражены чрезвычайно резко.

Валикообразная выпуклая ареея ограничена двумя килеобразными перегибами, из которых внутренний более резок, чем внешний; поверхность ее гладкая, если исключить пересекающие ее грубые линии годовых колец. Узкий щиток вблизи границы с арееей вогнут, а вблизи верхнего края слабо приподнят. Поверхность его покрыта резкими поперечными ребрышками. Характер сохранности не позволяет наблюдать внутреннее строение, за исключением зубов (типично тригонийдных) и нижнего края, который зазубрен в том месте, где расположены окончания ребер.

Замечания и сравнения. При просмотре коллекции Е. В. Ливеровской, хранящейся в музее ВСЕГЕИ, оказалось, что в коллекции имеются только те три экземпляра описываемого вида, которые

* Описание данного вида было полностью переработано и приведено к современной систематике тригонийд; при этом редактор пользовался экземплярами коллекции Е. В. Ливеровской.

изображены были упомянутым автором на табл. V, фиг. 1—3, все другие материалы, бывшие в распоряжении Е. В. Ливеровской (они упомянуты выше), отсутствуют.

Приведенное описание сделано в основном по типичному экземпляру, изображенному на табл. V, фиг. 1. Другие изображенные экземпляры довольно сильно отличаются от обычных признаков рассматриваемого вида: у одного из них (табл. V, фиг. 2) макушка чрезмерно сдвинута назад, а арка укорочена, другой (табл. V, фиг. 3) имеет очень большую высоту, выдающуюся макушку и сильно скошенную арку; если первый из этих экземпляров можно (с натяжкой) рассматривать, как результат изменчивости вида, то второй, безусловно, следует относить к какой-то его разновидности высокого ранга, возможно также, что это представитель нового самостоятельного вида. Все эти вопросы не могут быть в настоящее время уточнены из-за недостатка материала. Необходимо отметить, что судя по рукописным материалам Е. В. Ливеровской, в ее распоряжении был крупный поврежденный экземпляр (относимый ею к данному виду), имевший длину 60 мм, при ширине в 48 мм.

Наибольшее сходство типичные экземпляры данного вида имеют с *Megatrigonia (Apiotrigonia) subovalis* (J i m b o) var. *minor* (N a g a o), от которой они, однако, отличаются меньшим количеством вертикальных ребер и более выпуклой раковиной.

В о з р а с т. Сеноман—турон, свита мыса Валижген.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Северная Камчатка, р. Таловка в месте впадения в нее р. Айнынь, обн. 161.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Вид встречается в тригониевых песчанниках (сеноман—турон) о-ва Хоккайдо.

СЕМЕЙСТВО VENERIDAE G r a y

Род *CALLISTA* M ö r c h, 1853

Callista pseudoplana Y a b e et N a g a o

Табл. V, фиг. 4

1925. *Callista pseudoplana* Y a b e et N a g a o, New or little known Cretaceous Fossils from North Saghalin, стр. 112(2), табл. XXVIII(1), фиг. 9—10; табл. XXIX(11), фиг. 1—6.

Имеется два ядра и одна неполная створка на породе.

Р а з м е р ы: длина (по реставрации) 29 мм (100), 41 мм (100); высота 26 мм (87,5), 33 мм (80,5).

Очертание створок округло-треугольное. Переднеспинной край слегка вогнутый, заднеспинной — слабо выпуклый. Передний, нижний и задний края образуют плавную дугу. Апикальный угол равен 120°.

Макушки почти центральные, маленькие, повернуты вперед.

Наружная поверхность концентрически волнистая и покрыта тонкими линиями нарастания. В области макушек концентрическая волнистость представлена тонкими правильными концентрическими ребрышками. Строение замочного края и внутренней поверхности, к сожалению, наблюдать не удалось.

С х о д с т в о и р а з л и ч и я. Имеющиеся образцы обнаруживают сходство с *Callista pseudoplana* (Y a b e and N a g a o, 1925), отличаясь лишь правильностью концентрической скульптуры в области макушек. Возможно, что этот признак представляет лишь индивидуальную изменчивость в пределах вида.

В о з р а с т. Сеноман—турон, свита Валижген.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы, в 5 км севернее мыса Валижген, обн. № 199.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *C. pseudoplana* Y a b e et N a g a o известна из слоев мыса Хой, обнажающихся в 1 км от мыса Хой, и из тригониевых песчаников о-ва Хоккайдо (зона *Pectunculus*).

В первом местонахождении среди континентальных отложений айнуэского яруса встречен прослой плитчатого песчаника мощностью 20—25 см, содержащий фауну. Айнуэский ярус по А. Н. Криштофовичу [1932, стр. 201—202] соответствует сеноману, может быть альбу, и является наиболее древним горизонтом меловых отложений на о-ве Сахалине.

На о-ве Хоккайдо *Callista pseudoplana* Y a b e et N a g a o найдена в зоне *Pectunculus* (верхняя из трех зон тригониевых песчаников). По мнению одних авторов эта зона может быть сопоставлена с верхами сеномана, а по мнению других — с туроном (см. табл. 4).

СЕМЕЙСТВО PERNIDAE Zittel

Род *INOCERAMUS* S o w e r b y, 1819

Inoceramus patootensis L o r i o l

Табл. IV, фиг. 1

- 1876—1877. *Inoceramus lobatus* Schlüter (non Goldfuss), Kreidebivalven. Zur Gattung Inoceramus, стр. 275, табл. XXXIX, фиг. 1, 2.
 1883. *Inoceramus patootensis* L o r i o l, Om fossile Saltvandsdyr fra Nordgrönland, стр. 211.
 1912. *Inoceramus lobatus* Woods., Cretaceous Lamellibranchia, т. II, часть VIII, стр. 296, фиг. 54, 55 в тексте.
 1914. *Inoceramus lobatus* Соколов, Меловые иноцерамы русского Сахалина, стр. 37, табл. IV, фиг. 4—6; табл. V, фиг. 1—2.
 1935. *Inoceramus patootensis* Beyenb urg, Neue Fossilfunde aus dem Unterssenon der Westfälischen Kreide, стр. 107.

Имеется одно ядро, сильно смятое, но сохранившее скульптуру наружной поверхности.

Р а з м е р ы (по реставрации): длина 49 мм (100), ширина 35 мм (71,4).

Раковина вытянутая в высоту, клинообразная, приостренная кверху. Макушка сдвинута к переднему краю. Раковина слабо выпуклая. Наружная поверхность покрыта концентрическими ребрами. Через 4—5 тонких ребер следует одно толстое. От макушки к задне-нижнему углу проходит ступенеобразная депрессия.

Замок и крыло на имеющемся материале не сохранились.

С х о д с т в о и р а з л и ч и е. Имеющийся экземпляр обнаруживает большое сходство с изображениями у Шлютера, Вудса и Лориоля и отличается от изображений Гольдфусса. Это обстоятельство заставляет автора согласиться с мнением Бейенбурга (см. синонимику) о необходимости отделения подобных экземпляров от вида *I. lobatus* G o l d f u s s.

В о з р а с т. Сенон, аммонитовые слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы в 3 км южнее мыса Рифового, обн. 244.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы сенона Европы и Гренландии.

Inoceramus patootensis L o r i o l var. *lingua* G o l d f u s s

Табл. IV, фиг. 2

1826—1833. *Inoceramus lingua* G o l d f u s s, Petrefacta Germaniae, т. II, стр. 113, табл. 110, фиг. 5.1936. *Inoceramus patootensis* L o r i o l var. *lingua* B e y e n b u r g, Neue Fossilfunde aus dem Untersenon der Wesfälischen Kreide, стр. 110.

В коллекции имеется 16 обломков ядер и отпечатков, происходящих из различных обнажений.

Р а з м е р ы: длина 44 мм (100), ширина около 30 мм (68,4).

Эта разновидность отличается от основного вида скульптурой. Наружная поверхность несет концентрические ребра лишь одного порядка.

В о з р а с т. Сенон, аммонитовые слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Побережье Пенжинской губы, в 7—8 км южнее мыса Астрономического, обн. 192, в 3—5 км южнее мыса Рифового, обн. № 244, 245.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний сенон Европы.

Inoceramus cf. *schmidti* (M i c h a e l) emend. S o k o l o v1899. *Inoceramus* cf. *schmidti* M i c h a e l, Über Kreidefossilien von der Insel Sachalin, стр. 162, табл. V, фиг. 1; табл. VI, фиг. 1, 3—5.1914. *Inoceramus schmidti* С о к о л о в, Меловые иноцерамы русского Сахалина, стр. 23, табл. I, фиг. 1; табл. II, фиг. 1—2; табл. III, фиг. 1—2.

Имеется 3 экземпляра плохой сохранности, которые автор с сомнением относит к этому виду.

Р а з м е р ы: длина — более 130 мм (100), 45 мм (100), 48 мм (100), ширина 90 мм (69,2), 30 мм (66,7), 24 мм (50).

Большой экземпляр представляет собой неполное ядро правой створки, очень плоской. На ядре заметны слабые следы концентрических ребер. На заднем поле раковины наблюдается несколько бугорков, являющихся зачатками радиальных ребер.

Два меньшие экземпляра — тоже ядра, но несколько лучшей сохранности; они сильно помяты, но имеют обломки раковины. Наружная поверхность у макушки покрыта тонкими концентрическими ребрами, которые становятся более правильными при удалении от макушки. На некотором расстоянии от макушки намечаются следы радиальных ребер в виде радиальных погружений и выпуклостей, а на одном экземпляре в виде удлиненных, радиально расположенных неясных бугорков.

Плохая сохранность не позволяет с полной уверенностью отождествить имеющиеся экземпляры с *I. schmidti* M i c h.В о з р а с т. Сенон, глина с *Inoceramus schmidti* M i c h.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Большой экземпляр происходит из обн. № 144, маленький из обн. № 149; оба обнажения находятся на р. Таловке в 10 км ниже устья р. Кони. Другой маленький экземпляр происходит из обнажения № 256 на северной оконечности п-ва Мамченского, в 7—8 км западнее устья р. Пэль-эль.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *I. schmidti* M i c h. известен из морских отложений ороченского яруса Сахалина и соответствующих отложений Японии, из паланского горизонта и ирунейской свиты Камчатки (сенон).

Кроме указанных выше трех экземпляров, имеются еще два экземпляра в виде ядер сильно уплощенных створок примерно такого же раз-

мера, как отмеченный выше большой экземпляр. Эти ядра совсем не имеют следов радиальной скульптуры, но, судя по их уплощенности, они, может быть, являются примакушечной частью крупного *I. schmidtii* M i s h. Эти два образца происходят из обн. № 285 (Мамеченский залив в 5 км севернее мыса Водопадного).

Inoceramus iburiensis N a g a o et M a t u m o t o

Табл. III, фиг. 1—2

1939. *Inoceramus iburiensis* N a g a o et M a t u m o t o, A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan, стр. 291, табл. IX, фиг. 1, 2; табл. X, фиг. 2.

В обрабатываемом материале находится 4 неполных ядра со скульптурой наружной поверхности, местами с обломками тонкостенной раковины и мощного замка.

Р а з м е р ы наиболее крупного экземпляра (по реставрации): длина более 200 мм (100), ширина около 150 мм (75).

Раковина вытянута в высоту, сильно выпуклая. Макушка завернута внутрь и вперед. От макушки расходятся 2 округлых килевых перегиба, которые разделяют поверхность раковины на 3 поля; эти поля расположены почти под прямыми углами друг к другу. Наружная поверхность покрыта концентрическими ребрами и тонкими штрихами нарастания. Заднее ушко, по-видимому, значительной величины. Хорошо прослеживаются высокие связочные ямки.

Сходство и различия. *Inoceramus iburiensis* N a g. et M a t. вид близко тождественный европейскому *Inoceramus lamarcki* P a r k i n s o n и стратиграфически является однозначным с ним, но несколько отличается рельефом наружной поверхности.

От *I. lamarcki* P a r k. var. *subradiatus* B o d y l. [В. И. Бодылевский, 1937; стр. 57, табл. 3, рис. 1] описываемые экземпляры отличаются большей выпуклостью и отсутствием радиальных морщин на переднем поле раковины.

В о з р а с т. Сеноман—турон, свита пэль-эль.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы в 1,5 км южнее устья р. Пэль-эль, обнажение 253.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Низы омгонской свиты мыса Омгон, мыса Бабушкина (турон) (коллекция Б. Ф. Дьякова) и Утхолокский район (турон) (коллекция Л. В. Микулич).

Inoceramus concentricus P a r k i n s o n var. *nipponicus* N a g a o et M a t u m o t o

Табл. IV, фиг. 5

1937. *Inoceramus concentricus* Б о д ы л е в с к и й, О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки, стр. 56, табл. II, рис. 3, 4.

1939. *Inoceramus concentricus* P a r k. var. *nipponicus* N a g a o et M a t u m o t o, A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan, Part I, стр. 267, табл. II, фиг. 2; табл. III, фиг. 1—6.

Имеется одно ядро и несколько неполных отпечатков с обломками раковины.

Р а з м е р ы: ширина 28 мм (70) левая створка; длина 40 мм (100).

Раковина выпуклая, неравностворчатая. Левая створка более выпуклая, чем правая. Макушка левой створки сильно загнута внутрь и вперед; макушка правой створки слегка загнута внутрь и вперед.

Нижняя часть переднего края, нижний и задний края образуют почти правильный полуовал. Верхняя часть переднего края косо направляется от макушки вперед и вниз.

Поверхность покрыта слабыми концентрическими волнами.

Сходство и различия. Имеющиеся образцы обнаруживают большое сходство с изображениями у Нагао и Матумото и В. И. Бодылевского [1937]. От изображений *I. concentricus* Park. у Вудса описываемые экземпляры слегка отличаются менее правильной и менее резкой скульптурой.

Возраст. Сеноман—турон, свита мыса Рифового.

Местонахождение. Восточное побережье Пенжинской губы, в 11 км южнее мыса Рифового, обн. № 248.

Распространение. *Inoceramus concentricus* var. *nipponicus* Nag. et Mat. описан в Японии из отложений, соответствующих по возрасту гиляцкому ярусу северного Сахалина (турон—сеноман).

По-видимому, к этому же варианту следует относить *I. concentricus* Park. из Анадырского края, найденный совместно с *I. apicalis* Woods (туронской формой), на что указывает В. И. Бодылевский [1937, стр. 56].

Inoceramus tenuistriatus Nagao et Matumoto

Табл. IV, фиг. 3, 4, 6

1937. *Inoceramus tenuis* Бодылевский, О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки, стр. 57, табл. II, рис. 2.

1939. *Inoceramus tenuistriatus* Nagao et Matumoto. A monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan, стр. 272, табл. II, фиг. 8; табл. IV, фиг. 1—4.

Размеры: длина 40 мм (100), ширина 32 мм (80).

Очертание створок округленно-овальное. Макушка заострена, повернута вперед и сдвинута к переднему краю. Створки умеренно выпуклые, без килевых перегибов. Наружная поверхность покрыта следами нарастания и местами неправильными волнами. Небольшое ушко не ограничено от раковины.

Возраст. Сеноман—турон, свита мыса Рифового.

Сходство и различие. Имеющиеся экземпляры имеют большое сходство с изображениями у В. И. Бодылевского и Нагао и Матумото.

Местонахождение. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 248 в 11 км южнее мыса Рифового.

Распространение. *I. tenuistriatus* Nag. et Mat. известен в Японии из отложений, соответствующих по возрасту верхней половине гиляцкого яруса Северного Сахалина (турон).

Inoceramus teshioensis Nagao et Matumoto

Табл. IV, фиг. 7, 8

1939. *Inoceramus teshioensis* Nagao et Matumoto, A monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan, стр. 274, табл. II, фиг. 6, 7, 9; табл. IV, фиг. 5—7.

Имеются 2 ядра правой и левой створок.

Размеры: длина (по реставрации) — 40 мм (100), ширина 30 мм (75).

Створка вытянута в высоту, крыло широкое и уплощенное. Переднее поле довольно круто наклонено. Макушки обособленные и загнутые

внутрь. Наружная поверхность покрыта концентрическими валиками различной толщины; между двумя более крупными расположено несколько более мелких.

Сходство и различия. Нагао и Матумото [1939] отмечают, что этот вид весьма близок к *I. tenuistriatus* Nag. et Mat.

Возраст. Сенон, аммонитовые слои.

Местонахождение. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 247, в 10 км южнее мыса Рифового.

Распространение. Верхняя половина гилацкого яруса Японии (турон).

Inoceramus hobetsensis Nagao et Matumoto

Табл. IV, фиг. 9, 10

1925. *Inoceramus* cf. *percostatus* Yabe et Nagao, New or little known Cretaceous Fossils from North Saghalin, стр. 115, табл. I, фиг. 7, 8; табл. II, фиг. 10—10a.

1939. *Inoceramus hobetsensis* Nagao et Matumoto, A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan, стр. 281, табл. VI, фиг. 3; табл. VII, фиг. 1—6; табл. VIII, фиг. 2, 3.

Имеется 2 ядра.

Размеры (по реставрации): длина 60 мм (100), 50 мм (100), ширина 43 мм (72), 35 мм (70).

Створки вытянуты в высоту. Макушка находится у переднего края, она слегка заострена и повернута вперед. Наружная поверхность выпуклая, покрытая концентрическими ребрами. На передней половине раковины ребра более мощные, чем на задней, кроме того, местами они разветвляются на два. Промежутки между ребрами шире ребер. Крыло, к сожалению, обломано.

Сходство и различия. Имеющиеся экземпляры обнаруживают наибольшее сходство с изображением на фиг. 3, табл. VIII, в работе Нагао и Матумото [1939].

Экземпляр весьма сходный с описываемым видом, обнаруженный в обнажении 244, отличается только наличием килевых перегибов, проходящих от макушки к передне-нижнему и задне-нижнему углам.

Возраст. Сеноман—турон, свита пэль-эль.

Местонахождение. Восточное побережье Пенжинской губы, в 1,5 км южнее устья р. Пэль-эль, обн. 253.

Распространение. О-в Хоккайдо. в шести различных местонахождениях, в отложениях, соответствующих гилацкому ярусу; о-в Сахалин — группа Верблюды — в верховьях долины Лагерной, южнее Александровска и на Южном Сахалине.

Inoceramus pelelensis Liwewskaja sp. n.

Табл. III, фиг. 3, 4

Голотип табл. III, фиг. 3 (экземпляр, расположенный слева). Сеноман—турон, свита пэль-эль. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 253.

В коллекции имеется 6—7 отпечатков и ядер маленького иноцерама; образцы происходят из одного обнажения.

Размеры: длина 30 мм (100), ширина 15 мм (50).

Левая створка несколько более выпуклая, чем правая. Раковина вытянута в высоту. Апикальный угол $65-70^\circ$. Макушка загнута внутрь и слегка повернута вперед. Крыло небольшое, но резко отграниченное. Наружная поверхность покрыта тонкими концентрическими ребрами, которые ослабевают, переходя на крыло.

В о з р а с т. Сеноман—турон, свита пэль-эль.

С х о д с т в о и р а з л и ч и я. Некоторое сходство по скульптуре описываемые экземпляры обнаруживают с *I. mytilopsis* Congrad [Whiteaves I. F., 1879, стр. 169, табл. 20, фиг. 3], но отличаются удлиненным в высоту очертанием и прямолинейным передним краем.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы в 1,5 км южнее устья р. Пэль-эль, обн. 253.

СЕМЕЙСТВО LIMIDAE Orbigny

Lima sp. № 1

Табл. V, фиг. 8

Из отложений, вскрывающихся на северной оконечности п-ва Маме-ченского (обн. 261) имеется внутреннее ядро с небольшим обломком раковины в области ушка.

Р а з м е р ы: длина 50 мм (100), ширина 32 мм (64).

Створка вытянута в высоту, очень плоская, равномерно закругленная внизу и приостренная вверху. Обломок раковины на ушках несет тонкие радиальные ребра. По причине плохой сохранности отнесение этого образца к роду *Lima* является предположительным. Ни одного сколько-нибудь близкого вида в имеющейся литературе найти не удалось.

Lima (?) sp. № 2

Табл. V, фиг. 9

Имеется один экземпляр, представленный отпечатком одной неполной створки, с обломками раковины в примакушечной области. Створка очень выпуклая (на изображении этого не удалось показать). Наибольшая выпуклость прослеживается от макушки в сторону вытянутости створки, постепенно уменьшаясь в этом направлении. Мысленно восстанавливая утраченную часть створки, автор условно считает эту створку правой. Если принять это, то переднее ушко будет больше заднего, спинной край слегка вогнутый, плавно соединяющийся с задним, который постепенно переходит в брюшной, параллельный спинному (на изображении это соотношение исказилось). Толщина створки — больше 1 см. Наружная поверхность покрыта грубыми неравномерными следами нарастания и тонкими радиальными ребрышками.

Отнесение этой раковины к роду *Lima* условно. По очертаниям она напоминает также представителей *Gervillia*, но отличается тонким замочным краем, отсутствием связочных ямок и наличием ушек.

В о з р а с т. Сенон, устричные слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 221.

СЕМЕЙСТВО OSTREIDAE L a m a r c k

Ostrea aff. *acutirostris* N i l s s o n

Табл. VI, фиг. 1, 2

В коллекции находится около 10 экземпляров из различных обнажений.

Р а з м е р ы: длина 120 мм (100), ширина 90 мм (75).

Очертание яйцевидное, вытянутое в высоту. Макушки острые.

Очертания раковины и выпуклость изменчивы. У верхней створки наибольшая выпуклость находится у переднего и заднего краев, а между ними некоторая депрессия. Нижняя створка имеет соответственно обратный рельеф, причем верхняя створка бывает слабо выпуклой, плоской или даже слегка вогнутой, а нижняя обычно выпуклая.

Наружная поверхность несет концентрические, пластинчатые следы нарастания. Лигаментная ямка вытянута в высоту и исчерчена поперечными бороздками.

С х о д с т в о и р а з л и ч и я. Описываемые экземпляры обнаруживают наибольшее сходство при явных, однако, отличиях с экземплярами *Ostrea acutirostris* N i l s., описанными Кокандом из Африки [Coquand, 1869; табл. 36, фиг. 1—5].

В о з р а с т. Сенон, устричные слои.

М е с т о н а х о ж д е н и е. Восточное побережье Пенжинской губы: в 7—8 км южнее мыса Астрономического, обн. № 187 и 188; район устья р. Авалкалан, обн. № 215; в 5 км южнее устья р. Авалкалан, обн. 226; 275; в 10 км севернее устья р. Келлун, обн. 235.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Вид *O. acutirostris* N i l s. известен из сантона Европы и Африки.

КЛАСС GASTROPODA

СЕМЕЙСТВО FUSIDAE T r y o n

Род *SEMIFUSUS* S w a i n s o n, 1840*Semifusus talovensis* L i w e r o w s k a j a sp. n.

Табл. VI, фиг. 3—3а

Голотип табл. VI, фиг. 3, 3а. Сенон, аммонитовые слои. Северная Камчатка, устье р. Таловки, обн. 141.

Имеется один экземпляр сравнительно хорошо сохранившейся раковины.

Р а з м е р ы: высота 32 мм (100), ширина 21 мм (65,6), высота последнего оборота 20 мм (62,5).

Раковина веретенообразная, состоит из 5 оборотов. Обороты вогнутые, охватывающие друг друга, шов глубокий. Апертура удлиненная, ромбовидная. Край наружной губы обломан, так что о ней трудно судить. Внутренняя губа утолщенная, мозолистая. Сифональная трубка обломана, поэтому длина ее неизвестна. На сохранившейся части столбика складок не наблюдается.

Наружная поверхность оборотов покрыта штрихами нарастания и, кроме того, спиральными струйками, которые усиливаются, приближаясь к килу. Киль находится в нижней части оборота, он раздвоен и покрыт двойными бугорками в количестве 12 на последнем обороте.

Сходство и различия. Близкие виды известны из меловых отложений Южного Сахалина и о-ва Ванкувера. От *Semifusus sachalinensis* Nagaо [Nagaо, 1932, стр. 17, табл. VIII, фиг. 8—10] из верхних аммонитовых слоев Южного Сахалина новый вид отличается наличием одного раздвоенного кия и более резкими бугорками на киле. Благодаря присутствию одного кия этот вид отличается также по очертанию устья. От *Semifusus dakotensis* var. *vancouverensis* Whiteaves [1879, стр. 119, табл. 15, фиг. 5] из меловых отложений о-ва Hornby (близ Ванкувера) камчатский вид отличается ромбовидным очертанием устья и присутствием одного раздвоенного кия.

Возраст. Сенон, аммонитовые слои.

Местонахождение. Северная Камчатка. Левый берег р. Таловки, в 10 км вверх по течению от сел. Таловки, обн. № 141.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Том XI. Верхний отдел меловой системы. 1949.
- Бодылевский В. И. О некоторых фаунах из меловых отложений Колымского края и Западной Камчатки. Материалы по изучению Охотско-Колымского края, сер. 1. (Геология и геоморфология), вып. 5, 1937.
- Гаясак И. О коллекции меловой фауны с Русского Сахалина. Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока, № 12, 1921.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока, 1932.
- Криштофович А. Н. Меловая флора Сахалина. Тр. Дальневосточного филиала АН СССР, сер. геол., т. V, 1937.
- Маркин Н. М. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской губы. Тр. ВНИГРИ, вып. 102. Геология Камчатки (сборник статей), 1957.
- Полевой П. И. Анадырский край, ч. 1. Главнейшие результаты Анадырской экспедиции. Тр. Геол. ком. нов. сер., вып. 140, 1915.
- Полевой П. И. Открытие меловых отложений на п-ве Камчатке. Изв. Геол. ком., т. X, VIII, № 2, 1929.
- Слюнин Н. В. Доклад. Известия Геолог. комитета, т. XX, стр. 137—138, 1901.
- Соколов Д. В. Меловые иноцерамы Русского Сахалина. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 83, 1914.
- Шмидт Ф. Б. Окаменелости меловой формации с о-ва Сахалина, 1873.
- Beuenburg E. Neue Fossilfunde aus dem Untersenon der Westfälischen Kreide. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Bd. 88, Heft 2, 1936.
- Coquand H. Monographie du genre Ostrea Terrain Cretace, 1869.
- Goldfuss A. Petrefacta Germaniae. S. 1—224, 1826—1833.
- Jimbo K. Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. Paläontologische Abhandlungen. Neue Folge. Bd. II (der ganzen Reihe Bd. VI), Heft 3, 1894.
- Loriol P. Om fossile Saltvandsdyr fra Nordgrønland. Meddelelser om Grønland. Bd. 5, pt. IV, 1883.
- Michael R. Über Kreidefossilien von der Insel Sachalin. Jahrbuch d. k. Preuss. Landesanst. u. Bergak. zu Berlin, Bd. XIX, 1898.
- Nagaо T. On some Cretaceous Fossils from the Islands of Amakusa, Kyushu, Japan. The Journal of Faculty of Science, the Hokkaido Imperial University, ser. IV, vol. I, N 1, 1930.
- Nagaо T. Some Cretaceous Mollusca from Japanese Saghalin and Hokkaido. Ibid., ser. IV, vol. II, N 1, 1932.
- Nagaо T. & Matumoto T. A monograph of the Cretaceous Inoceramus of Japan. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Imperial University, ser. IV, vol. IV, N 3—4, 1939; part. 1, vol. VI, N 1, part. II, 1940.
- Popovic-Hatzeg V. Contribution a l'etude de la fauna du cretace superieur de Roumanie. Mémoires de la Société Geologique de France. Paléontologie, vol. VIII, fasc. III, Mem. N 20, pp. 1—20, pl. XIV—XV, 1899.
- Schlüter Cl. Kreidebivalven. Zur Gattung Inoceramus. Palaeontographica. Bd. XXIV, 1877.

- Shimizu S. The Upper Cretaceous Cephalopods of Japan. Pt. I; Journal of the Shanghai Sci. Inst., sect. II, v. I, N II, 1935.
- Spath L. F. Revision of the Jurassic Cephalopods Fauna of Kachh. Part. I. Palaeontologia Indica. N. S., vol. IX. Mem. N 2, pt. 1, 1927.
- Whiteaves J. F. Mesozoic Fossils. Vol. I, part. II. Geological Survey of Canada, 1879.
- Woods H. A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Vol. I, part. I. Palaeontographical Society, Bd. LIII, 1899.
- Yabe H. Cretaceous Cephalopoda from the Hokkaido. Pt. I. Lytoceras, Gaudryceras and Tetragonites. Journ. Coll. Sci., vol. XVIII, Art. 2, 1903.
- Yabe H. Zur Stratigraphie und Paläontologie der oberen Kreiden von Hokkaido und Sachalin. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 61, Heft 4, 1909.
- Yabe H. Cretaceous Stratigraphy of the Japanese Islands. The Science Reports of the Tōhoku Imperial University, ser. II, vol. XI, N 1, 1927.
- Yabe H. & Nagao T. New or little known Cretaceous Fossils from North Saghalin (Lamellibr. and Gastrop.). Ibid., ser. II, vol. VII, N 4, 1925.
- Yabe H. & Shimizu S. Stratigraphical Sequence of the Lower Tertiary and Upper Cretaceous Deposits of Russian Saghalin. Japanese Journal of Geology and Geography, vol. III, N 1, 1924.
- Yokoyama M. Versteinerungen aus der japanischen Kreide. Palaeontographica, Bd. XXXVI, 1890.

*Палеонтологический сборник, 2*Е. В. ЛИВЕРОВСКАЯ**НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ФАУНЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА
ЮЖНОГО САХАЛИНА ***

В 1946 — 1947 гг. в связи с развитием геологических работ на Южном Сахалине различные геологи предоставили автору для определения образцы фауны верхнего мела.

Наибольшее количество образцов содержала коллекция Е. М. Сметхова (ВНИГРИ), собранная из следующих разрезов: Смирных — Бошняково, Баюклы — Лесогорск, Мотодомари, Гастелло — Ушегорск, Восточный, Перевальное (Мануй — Сираура), р. Ай, р. Найба, Синегорск, Южно-Сахалинск, ст. Перевал, р. Владимировка. Геолог И. Г. Гринберг (ВНИГРИ) доставил образцы из следующих местонахождений: из устья р. Урюм (Ниси-Уруи); из обнажений близ сел. Иотинай; из двух различных обнажений с р. Ульяновки; из одного обнажения, расположенного в 2 км южнее устья р. Ловецкой. Геолог Г. К. Невский (ВНИГРИ) собрал фауну на левом берегу р. Найбы у моста в окрестностях села Холмы (Ками-Михо). Геолог М. М. Шункевич (Южносахалинская база АН СССР) предоставил образцы из выбросов центрального вулкана Усть-Пугачево (Магунтан).

Среди этих сборов большая часть образцов относится к ороченскому ярусу, меньшая — к гиляцкому.

Ввиду слабой изученности фауны верхнемеловых отложений Южного Сахалина автор счел целесообразным поместить в данной заметке изображения некоторых определенных им видов из этих отложений (табл. 1).

**ГИЛЯЦКИЙ ЯРУС
(СЕНОМАН — ТУРОН)**

Наиболее древний комплекс фауны, соответствующий, вероятно, низам гиляцкого яруса Северного Сахалина или тригониевым песчаникам о. Хоккайдо, был обнаружен в образцах с р. Урюма (Ниси-Уруи), где в прослоях серого песчаника, залегающих в толще песчанистых сланцев, обнаружены: *Megatrigonia* (*Apiotrigonia*) *subovalis* (J i m b o), *Nipponitrigonia* cf. *kikuchiana* (Y o k.), *Inoceramus* sp. (молодой экземпляр с концентрической скульптурой).

Несколько более молодой, а может быть и одинаковой в возрастном отношении, можно признать свиту зеленовато-серых песчаников разреза

* Статья, так же как и предыдущая, была любезно просмотрена В. Н. Верещагиным, который сделал ряд ценных замечаний. (Ред.)

Гастелло — Ушегорск, в которой обнаружены: *Megatrigonia* (*Apiotrigonia*) *subovalis* (J i m b o), *Inoceramus* sp., *I.* cf. *uwajimensis* Y e h a r a.

К верхней части гиляцкого яруса должны быть отнесены темно-серые и черные глинистые сланцы с прослоями зеленовато-серых плитчатых и глыбовых песчаников и конгломератов, которые Е. М. Смехов предложил выделить в котонскую свиту по материалам из разрезов Смирных — Бошняково, Баяклы — Лесогорск, Восточного и р. Владимировки. В этих отложениях встречена следующая фауна: *Inoceramus teshioensis* N a g. et M a t., *I. uwajimensis* Y e h a r a, *I.* ex gr. *hobetsensis* N a g. et M a t.

Из толщи глинистых сланцев и серых песчаников Восточного определен *Inoceramus iburiensis* N a g. et M a t., который на Северном Сахалине до сих пор еще не был встречен; на о. Хоккайдо и на Камчатке этот вид характеризует самые верхи гиляцкого яруса, которые на Северном Сахалине представлены континентальными отложениями.

Этот вид очень близок к европейскому *I. lamarcki* P a r k., руководящему виду верхнего турона, на основании чего верхнюю часть гиляцкого яруса можно предположительно сопоставить с верхним туроном европейской шкалы.

ОРОЧЕНСКИЙ ЯРУС (СЕНОН)

Фауну ороченского яруса можно разбить на три комплекса, позволяющих расчленить морские отложения ороченского яруса соответственно на 3 части.

Наиболее древний комплекс характеризует нижнюю часть ороченского яруса, аналоги которой на Северном Сахалине представлены континентальными отложениями. Таким образом, на Южном Сахалине морской режим в ороченское время начался раньше, чем на Северном Сахалине.

В некоторых разрезах (Каваками) эта часть ороченского яруса представлена очень плотными синеватыми и черными аргиллитами мелко-оскольчатого сложения с тонкими прослоями известковистого зеленовато-серого, средне- и реже крупнозернистого песчаника, а в других разрезах (р. Ульяновка) она выражена толщей темно-серых песчаных сланцев с прослоями зеленовато-серого песчаника, содержащего шаровые мергелистые конкреции.

Здесь встречены преимущественно аммониты, собранные в разрезах Синегорска, вулкана Усть-Пугачево и р. Ай; часть образцов происходит с р. Ульяновки. Привожу список определенных отсюда форм: *Phyllopychyceras ezoensis* (Y o k.), *Gaudryceras sachalinensis* (S c h m i d t), *G. tenuiliratum* Y a b e, *G. tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e, *Epigonicerias* cf. *glabrum* J i m b o, *Polyptichoceras* cf. *haradanum* (Y o k.), *Kitchinites japonicus* (Y a b e), *Kotoceras damesi* (J i m b o), *Inoceramus* cf. *stantoni* S o k.

Из приведенного списка только *Inoceramus* cf. *stantoni* S o k. и *Gaudryceras sachalinensis* (S c h m i d t) встречены в ороченском ярусе Северного Сахалина. Остальные виды распространены на Южном Сахалине и о-ве Хоккайдо, а два из них — *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e и *Epigonicerias glabrum* J i m b o — известны, кроме того, в авалкаланской свите Камчатки.

Средний по возрасту комплекс фауны ороченского яруса Южного Сахалина содержит формы, распространенные в ороченском ярусе Северного Сахалина.

Из толщи чередования серых и темно-серых аргиллитов и песчаников с мергелистыми конкрециями разрезов Южно-Сахалинска, села Перевального (?), ст. Перевал и из глыбовых серых песчаников и углистых сланцев разреза Гастелло — Ушегорск (ниитойская свита Е. М. Смехова) определены следующие виды: *Grammatodon sachalinensis* Schmidt, *Inoceramus schmidtii* Mich. (табл. I, фиг. 6), *I. sachalinensis* Sok. (табл. I, фиг. 4), *I. orientalis* Sok., *I. patootensis* Lor. (табл. I, фиг. 8), *Anomia* sp., *Gaudryceras sachalinensis* (Schmidt), *Puzosia* sp.

К несколько более молодым слоям этой же средней части ороченского яруса может быть отнесена часть образцов, собранных в разрезах Смирных — Бошняково и р. Ульяновки, которые содержат наряду с *Inoceramus sachalinensis* Sok. большое количество крупных раковин *Neorachydiscus naumanni* Yok. (табл. I, фиг. 1) и несколько обломков *Puzosia* sp.

Третий, самый молодой комплекс фауны ороченского яруса, был встречен лишь в образце, взятом в 2 км южнее устья р. Ловецкой. Он содержит *Nucula* sp., *Dentalium* sp. и *Baculites* cf. *sachalinensis* Shimizu.

Последний вид на Северном Сахалине до сих пор не был встречен и, по мнению Шимидзу, его появление на Южном Сахалине соответствует по времени началу континентального режима на Северном Сахалине после отложения морских ороченских слоев.

Приведенный выше краткий обзор результатов предварительной обработки верхнемеловой фауны Дальнего Востока показывает, что эта весьма своеобразная фауна, свойственная Дальневосточной провинции, имеет свои руководящие формы, которые значительно отличаются от известных европейских руководящих форм.

Фауна каждого бассейна является отражением исторического развития этого бассейна. Историческое развитие дальневосточных верхнемеловых морей имело мало общего с развитием европейских морей того же времени, поэтому меловые отложения Дальнего Востока требуют специального изучения и установления особой стратиграфической схемы.

Формальный подход к фауне Дальнего Востока и желание преждевременно и без достаточных оснований сопоставить ее с европейской, внесли уже большую путаницу в стратиграфию верхнего мела Анадырского края [Елисеев Б. Н., 1936].

С этой точки зрения весьма неубедительной является стратиграфическая схема верхнемеловых отложений, предложенная для Ю. Сахалина В. Н. Яковлевым [1948], представляющая схему европейской стратиграфической шкалы, механически перенесенную с «точностью» до подъяруса на южносахалинский мел и, к тому же, не обоснованную никакими палеонтологическими определениями.

ЛИТЕРАТУРА

- Е л и с е е в Б. Н. Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края. Тр. Арктического института, т. 48, 1936.
Я к о в л е в В. Н. Некоторые данные по геологии меловых отложений Южного Сахалина. Тр. Дальневосточной базы АН СССР им. В. Л. Комарова, т. I, 1948.

Палеонтологический сборник, 2

А. П. ИЛЬИНА

НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ МАНГЫШЛАКА**ВВЕДЕНИЕ**

Материалом для данной работы послужили коллекции моллюсков, собранные в отложениях нижнего олигоцена Мангышлака Е. В. Ливеровской в 1950—1953 гг. и переданные автору для обработки.

В единственной опубликованной работе по нижнеолигоценовым моллюскам Мангышлака М. В. Баярунас в 1912 г. описал небольшое число видов брюхоногих из этих отложений и дал обоснование возраста глин, залегающих на верхней белой свите, как нижний олигоцен. В дальнейшем этот возраст был подтвержден многочисленными исследованиями.

Местонахождения нижнеолигоценовых моллюсков Мангышлака немногочисленны. Наиболее богатые сборы раковин моллюсков были произведены в двух местах: к северу от впадины Карагие, близ кол. Бурлю и в обрывах северного берега полуострова Тюб-Караган, в овраге Колмыш. Кроме того, олигоценовые моллюски найдены в следующих местах: у колодцев Чат, Эспелисай, Кызылджар, в ущелье Сартаган, в урочищах Аксенгер, Каракыз, в овраге Уч-Кую, у колодца Тарла и у поселка Ералиево (рис. 1). Общий список моллюсков, найденных в нижнеолигоценовых отложениях Мангышлака, приведен в табл. 1, на которой также показано распространение их в СССР и Западной Европе.

Из списка видов, приведенного на табл. 1, видно, что фауна моллюсков представлена классами пластинчатожаберных и брюхоногих. Пластинчатожаберные представлены 17 видами, относящимися к 14 родам и 12 семействам. Брюхоногие — 29 видами, относящимися к 19 родам и 12 семействам. Преобладающими видами из пелеципод являются *Corbula* (*Variocorbula*) *conglobata* Коен., *Cordiopsis* *incrassata* Соу., *Nucula* (*Nucula*) *aralensis* Лу., *Thracia* (*Cyathodonta*) *asiatica* Алех., причем *Corbula conglobata* Коен. встречается в массовом количестве экземпляров. Из брюхоногих преобладают *Polinices* (*Euspira*) *achatensis* Реслуз., *Drillia* *longa* Лу., *Pleurotoma* *liwerowskajae* sp. n. Из скафопод встречено 2 вида: *Dentalium* cf. *novaki* Коен. и *D. striatum* Соу. Эти виды являются руководящими для данной части разреза. По составу фауны моллюсков отложения нижнего олигоцена Мангышлака содержат много общих видов с хадумским горизонтом Северного Кавказа, виды эти следующие: *Corbula conglobata* Коен., *Nucula compta* Голдф., *Nuculana perovalis* Коен., *N. raristria* Лу., близкая к *N. chadumica* Короб., *Cordiopsis incrassata* (Соу.), *Pseudomussium cossmanni* Коен., *Vermetus bogoriensis* Мант., *Aporrhais* sp., *Hemipleurotoma selysii* Конс., *Drillia nassoides* Коен., *Bathytoma turbida* (Соу.), *Dentalium novaki* Коен.

Таблица 1

Распространение моллюсков из нижнего олигоцена

Название раковин	Мангышлак	Устьюрт	Сев. Приаралье и Тургайская впадина	Сев. Кавказ	Зап. Европа, ни- жний олигоцен
Pelecypoda					
<i>Nucula (Nucula) aralensis</i> Lukovič	+	+	+		+
<i>N. (Nucula) compta</i> Goldfuss	+			+	
<i>N. sp.</i>	+				
<i>Nuculana (Nuculana) cf. perovalis</i> Koenen	+	+	+	+	+
<i>N. (Nuculana) raristria</i> Lukovič	+	+	+	+	+
<i>Pectunculus (Axinaea) sp.</i>	+				
<i>Cardita sp.</i>	+				
<i>Astarte cf. dilatata</i> Philippi var.	+				
<i>Cordiopsis incrassata</i> Sowerby	+	+	+	+	+
<i>Pitar (Calpitaria) latilamella</i> Lukovič	+	+	+		+
<i>Tellina (Tellina) cf. praepostera</i> Koenen	+	+	+		+
<i>T. (Moerella) ustjurtensis</i> Ilyina	+	+			
<i>Cultellus sp.</i>	+				
<i>Thracia (Cyathodonta) asiatica</i> Alexeiev var.	+	+	+		
<i>Corbula (Varicorbula) conglobata</i> Koenen	+	+	+	+	+
<i>C. (Bicorbula) cf. henskeliusiana</i> Nyst	+	+	+		+
<i>Pecten cf. pictus</i> Goldfuss	+				
<i>Pseudomussium cossmanni</i> Koenen	+			+	
<i>Thyasira cf. uncarinata</i> (Nyst)	+			+	
Scaphopoda					
<i>Dentalium cf. novaki</i> Koenen	+	+	+	+	+
<i>D. cf. striatum</i> Sowerby	+	+	+		
Gastropoda					
<i>Polinices (Euspira) achatensis</i> (Recluz)	+	+	+	+	+
<i>P. (?) mangyschlakensis</i> sp. n.	+				
<i>Scalaria angulifera</i> Koenen	+				
<i>Vermetus (Burtinella) aff. bognoriensis</i> Mantell.	+	+	+		+
<i>Cerithium saxsonicum</i> Koenen	+				
<i>Aporrhais cornutus</i> (Alexeiev)	+	+	+	+	+
<i>A. cf. speciosa</i> Schlotheim	+	+	+		
<i>Cassidaria (Cassidaria) raristriata</i> Alexeiev	+	+		+	
<i>Ficus (Fulguroficus) crassistria</i> Koenen	+	+	+	+	+
<i>Charona (Charona) hoersmica</i> (Alexeiev)	+	+	+		
<i>Fusus suberraticus</i> Bajarunas	+				

Продолжение табл. 1

Название раковин	Мангышлак	Устьют	Сев. Приаралье и Тургайская впадина	Сев. Кавказ	Зап. Европа, нижний олигоцен
<i>F. crassisculptus</i> Beyrich	+	+	+		
<i>Uxia</i> cf. <i>diadema</i> Wattelet	+				
<i>Pleurotoma</i> cf. <i>nodigera</i> Koenen	+	+			
<i>Pleurotoma liwerowskajae</i> sp. n.	+			+	
<i>Hemipleurotoma selysi</i> Koninck.	+	+	+	+	+
<i>Pleurotoma</i> sp.	+				
<i>Surcula</i> (<i>Ancistrostyrinx</i>) <i>mangyschlakensis</i> sp. n.	+				
<i>Drillia</i> cf. <i>nassoides</i> Koenen	+			+	
<i>D. (Pseudodrillia) longa</i> Luković	+	+	+		+
<i>Drillia (Tripia) bajarunasi</i> sp. n.	+				
<i>Bathytoma (Bathytoma) michailensis</i> sp. n.	+				
<i>B. (Bathytoma) ligata</i> Edwards	+	+	+		
<i>B. (Bathytoma) aff. turbida</i> Sowerby	+	+	+	+	+

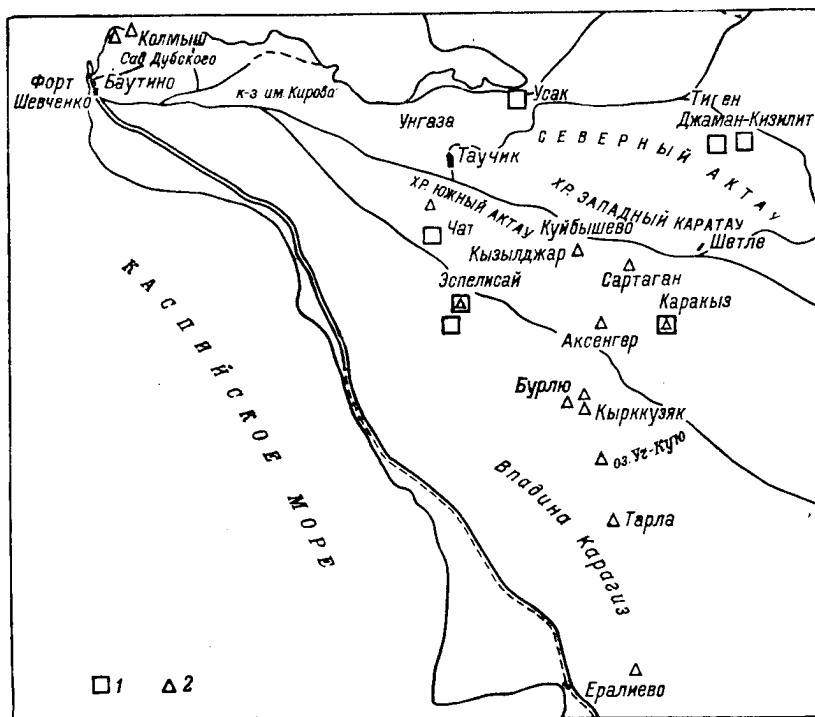


Рис. 1. Местонахождения олигоценовой фауны на Мангышлаке.

1 — олигоценовые фораминиферы; 2 — нижнеолигоценовые моллюски.

Общими видами нижнего олигоцена Мангышлака с чеганской свитой Устьурта, Северного Приаралья и Тургайской впадины являются следующие: *Nucula aralensis* L u k., *Cordiopsis incrassata* S o w., *Calpitaria latilamella* L u k., *Tellina praepostera* K o e n., *Thracia asiatica* A l e x., *Corbula conglobata* K o e n., *Corbula henckeli* N y s t, *Pseudamussium corneum* (S o w.), *Dentalium trautscholdi* K o e n., *Solarium dumontii* N y s t, *Polinices obovatus* S o w., *P. achatensis* R e c l u z, *Aporrhais cornutus* A l e x., *Ficus crassistria* K o e n., *Fusus ustjurtensis* A l e x., *Fusus cf. crassisculptus* B e y r., *Cancellaria ornata* A l e x., *Cancellaria tumida* K o e n., *Pleurotoma selysii* K o n c., *Bathytoma turbida* (S o l.).

Таким образом, на основании общности видов моллюсков зеленых глин нижнего олигоцена Мангышлака с моллюсками хадумского горизонта Северного Кавказа, с одной стороны, и видами чеганской свиты Северного Устьурта, Северного Приаралья и Тургайской впадины — с другой стороны, можно сделать вывод, что возраст изученных отложений Мангышлака является нижнеолигоценовым, как это было установлено и ранее в работе М. В. Баярунаса.

Моллюски нижнего олигоцена Мангышлака относительно немногочисленны. Они представлены в значительной части мелкими формами. Большинство из них обладает очень тонкими раковинами. Сохранность фауны плохая, большинство экземпляров сохранилось в виде ядер и только у незначительной части их сохранились раковины и то неполностью. На основании сравнения всего комплекса фауны моллюсков нижнеолигоценовых отложений Мангышлака с фауной хадумского горизонта Северного Кавказа, с одной стороны, и с фауной чеганской свиты Устьурта, Северного Приаралья и Тургайской впадины — с другой, можно прийти к выводу, что отложения эти являются одновозрастными. А если это так, то отложения «хадумского горизонта» Мангышлака, также являются нижнеолигоценовыми как и хадумского горизонта Северного Кавказа, причем следует отметить, что фауна моллюсков нижнего олигоцена Мангышлака более близка к фауне хадумского горизонта Северного Кавказа, чем к фауне моллюсков чеганской свиты Устьурта, Северного Приаралья и Тургайской впадины. Мангышлакские моллюски являются как бы переходными от моллюсков чеганской свиты Устьурта, Северного Приаралья и Тургайской впадины, к хадумской фауне Северного Кавказа.

Описанная в данной работе фауна хранится в музее ВНИГРИ (коллекция № 398).

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

КЛАСС BIVALVIA

Отряд Taxodonta

НАДСЕМЕЙСТВО NUCULACEA

СЕМЕЙСТВО NUCULIDAE

Род *NUCULA* L a m a r s k, 1799

Генотип *Nucula nucleus* L. широко распространенный современный вид, обитающий преимущественно в холодных морских бассейнах на сравнительно большой глубине.

Подрод *Nucula* s. s.*Nucula (Nucula) aralensis* L u k o v i ċ

Табл. I, фиг. 1—5

1924. *Nucula aralensis* Л у к о в и ч. Эоценская фауна моллюсков из обл. Аральск. и Челкарского озера и их значение, стр. 35, табл. I.
1954. *Nucula aralensis* О в е ч к и н. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 66, табл. I, фиг. 1.
1955. *Nucula aralensis* И л ь и н а. Моллюски палеогена Сев. Устьюрта, стр. 13, табл. I, фиг. 1.

Описание во избежание повторения не приводится, так как вид этот достаточно подробно описан в работе автора по фауне чеганской свиты северных чинков Устьюрта [Ильина А. П., 1955, стр. 13]. Однако следует отметить, что все экземпляры вида *Nucula aralensis* L u k. в коллекции с Мангышлака отличаются значительно меньшими размерами от экземпляров этого же вида в коллекции с Устьюрта. Как уже отмечалось ранее, наиболее близким видом является *Nucula praelongata* E d w a r d s [Овечкин Н. К., 1954, стр. 66, табл. I, фиг. 2—3], отличающаяся более грубой концентрической скульптурой внешней поверхности раковины. *Nucula cossmanni* V i n c. [Cossmann et Pissarro, 1904—1913, табл. XXXIII, фиг. 104—7] из бартонских отложений окрестностей Парижа отличается более короткой и высокой раковиной и значительно более выпуклым нижним краем.

М. Лукович, впервые описавший и изобразивший вид *Nucula aralensis* L u k. из Приаралья не выделил голотипа. Мы предлагаем в качестве лектотипа *Nucula aralensis* L u k. выделить экземпляр из местонахождения Туранглы, изображенный на табл. I, фиг. 1 в работе Н. К. Овечкина «Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья», 1954.

Р а з м е р ы. Длина 14,3 мм, высота 11 мм, выпуклость двустороннего экземпляра 5,5 мм.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Мангышлак. Северный берег п-ова Тюбкараган, в 1,5 км к востоку от устья ов. Колмыш, кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Nucula aralensis* L u k. впервые описана Луковичем из Приаралья. Она известна также в чеганской свите Северного Устьюрта и Тургайской впадины.

Nucula (Nucula) compta G o l d f u s s

Табл. I, фиг. 7, 7а, 8, 9

1840. *Nucula compta* G o l d f u s s, Petrefacta Germaniae, стр. 150, табл. 125, фиг. 20.
1913. *Nucula compta* H a r d e r, De Oligocene Lag, стр. 18, табл. III, фиг. 9.
1937. *Nucula* sp. К о р о б к о в, О некоторых видах моллюсков Хадумского горизонта окр. г. Сулимова, стр. 7, табл. I, фиг. 1.
1937. *Nucula compta* К о р о б к о в. Фауна моллюсков хадумского горизонта, стр. 121, табл. I, фиг. 1, 2, 5.

О п и с а н и е. Раковины небольшие, округло-треугольного очертания, передний край слабо дугобразный. Задний край у большинства раковин почти в два раза короче переднего. Нижний край умеренно выпуклый. Переход переднего края в нижний происходит постепенно, с задним же краем нижний край образует явственный угол. Макушка не выдается, направлена назад. Раковина умеренно выпуклая, наиболь-

шая выпуклость расположена почти в центре створки. Зубов на передней части раковины 9. Скульптура состоит из концентрических линий, кроме того, наблюдается правильная радиальная ребристость; при пересечении с концентрическими ребрами образуется правильная сетка. Нижний край с внутренней стороны зазубрен.

Размеры. Длина 6,5 мм, высота 5,1 мм, выпуклость двусторчатого экземпляра 2,5 мм.

Сравнение. Из всех изображений этого вида, имеющих в опубликованных работах, наибольшее сходство мангышлакские экземпляры обнаруживают с *Nucula compta* Goldf., изображенной и описанной И. А. Коробковым из отложений хадумского горизонта Северного Кавказа. Близким видом является *Nucula bronni* Desh. лютетского возраста [Cossmann et Pissarro, табл. XXXIII, фиг. 104—3], которая отличается в основном более выпуклой раковиной с более сдвинутыми назад макушками.

Местонахождение и возраст. Урочище Каракыз, кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Nucula compta* Goldf. известна из верхнего и среднего олигоцена Западной Европы. В СССР она впервые описана из отложений хадумского горизонта Северного Кавказа.

СЕМЕЙСТВО NUCULANIDAE

Род *NUCULANA* Link, 1807

Генотип *Arca rostrata* Chemnitz. Современный вид, обитающий у северных берегов Европы.

Подрод *Nuculana* s. s.

Nuculana (Nuculana) raristria (Lukovich)

Табл. I, фиг. 14

1924. *Leda raristria* Лукович, Эоценская фауна моллюска из обл. Аральск. и Челкарского озера и нын знача, табл. I, фиг. 9, 9a.

Описание. «Раковина маленькая, тонкая, удлинённая, суженная спереди; слегка неравносторонняя, задняя часть незначительно длиннее, передний край закруглен, задний слегка угловатый и приостренный, брюшной незначительно выпуклый. Передний и задний спинные края почти прямые, но последний иногда может быть слегка вогнут. Они сходятся под очень тупым углом. Макушки слабо выдаются. Лупочка слегка вытянутая, иногда не очень отчетливая; щиток ланцетовидный с центральным килем, расположенный близко от сильно приостренных краев. Поверхность покрыта тонкими линиями, расположенными на равных и довольно значительных расстояниях, концентрическими бороздками (15—20), которые почти исчезают на задней части» (М. Лукович).

Описание, приведенное М. Луковичем для Приаральских *Nuculana*, может быть полностью повторено и для экземпляров, найденных на Мангышлаке. Та же маленькая тонкая раковина, у которой передний край закруглен, задний слегка угловатый. Макушки маленькие, слегка вы-

даются. Луночка неотчетливая. Щиток ланцетовидный с центральным килем. Поверхность покрыта тонкими линейными бороздками. Зубной аппарат на имеющихся экземплярах вскрыть не удалось.

Размеры. Длина 7,2 мм, высота 3,4 мм.

Сравнение. И. А. Коробков описал [1937, стр. 8, табл. I, фиг. 2—5] из хадумского горизонта Северного Кавказа раковины рода *Nuculana* и дал им название «*Leda*» *chadumica* К о р о б к о в. Эти экземпляры по всем признакам очень сходны с *Nuculana raristria* L u k., описанной в 1924 г. Луковичем из палеогена Приаралья. Возможно, что эти два вида следует объединить, но не имея возможности сравнить голотипы *Nuculana raristria* L u k. и *Nuculana chadumica* К о р о б. мы не решаемся их объединить.

Наиболее близким видом является *Nuculana perovalis* К о е п е н [1893, стр. 1123, табл. XXV, фиг. 2—3] из латторфских отложений Северной Германии, главное отличие которой от мангышлакских экземпляров заключается в скульптуре, которая характеризуется более многочисленными концентрическими линиями (40—45), доходящими до щитка.

Местонахождение и возраст. Мангышлак: кол. Бурлю; северный берег п-ва Тюб-Караган, 1,5 км к востоку от ов. Колмыш; кол. Кызылджар. Нижний олигоцен.

Распространение. *Nuculana raristria* L u k. впервые описана М. Луковичем из третичных отложений Приаралья. Этот же вид встречен нами в отложениях чеганской свиты Северного Устюрта. Вероятно, под именем «*Leda*» *chadumica* К о р о б. он известен из хадумского горизонта Северного Кавказа.

Nuculana (Nuculana) cf. perovalis (К о е п е н)

Табл. I, фиг. 10

В коллекции имеется два отпечатка и несколько ядер.

Описание. Раковина маленькая, удлинненно-овальной формы, с заостренным задним концом и закругленным передним. Невысокие макушки расположены почти посредине замочного края. Внешняя поверхность украшена многочисленными тонкими концентрическими ребрышками, разделенными очень тонкими линейными промежутками. Остальные признаки на имеющихся экземплярах не сохранились.

Сравнение. Из всех представителей вида *Nuculana perovalis* (К о е п е н) наши экземпляры ближе всего к экземплярам вида «*Leda*» *perovalis* К о е п е н, изображенным в работе М. Соколова [1903, стр. 6, табл. I, фиг. 1, фиг. 1а, б, с; 2а, б, с; 3а, б, с], но плохая сохранность мангышлакских экземпляров дает основание определить их только, как сходные.

Из близких видов следует отметить «*Leda*» *crispata* var. *ukrainica* S o k o l o v [1903, стр. 7, табл. I, рис. 4, 5, 6, 7, 8, 9], отличающаяся от наших экземпляров главным образом более правильными округлыми очертаниями и менее заостренным задним концом.

Местонахождение и возраст. Мангышлак: Северный берег п-ова Тюб-Караган, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш; кол. Чат. Нижний олигоцен.

Распространение. *N. (N.) perovalis* (К о е п е н) распространена в нижеолигоценовых отложениях северной Германии и в киевском ярусе Днепропетровска.

НАДСЕМЕЙСТВО ARCACEA

СЕМЕЙСТВО PECTUNCULIDAE

Род *PECTUNCULUS* L a m a r c k, 1799Генотип *Arca glaucumensis* L. Вид обитает ныне в Атлантическом океане.Подрод *Axinaea* P o l i, 1751Генотип *Arca pilosa* L. Вид обитает ныне в Атлантическом океане.*Pectunculus (Axinaea)* sp.

Табл. II, фиг. 16, 16а

Единственный неполный экземпляр происходит из нижнеолигоценых отложений окрестностей кол. Бурлю.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, выпуклая, округлого очертания. Макушка расположена посредине замочного края, маленькая, не выдающаяся. Арея низкая с тремя связочными желобками. Замочный край умеренно длинный, постепенно искривляющийся. Замочная площадка низкая, с 10 косыми зубами на каждой стороне, очень короткими и тонкими вблизи ареи. Поверхность раковины гладкая и только покрыта очень тонкими линиями нарастания.

Р а з м е р ы. Высота 10 мм, длина 12,4 мм.

С р а в н е н и е. Наиболее близким видом является *Pectunculus aralensis* L u k., широко распространенный в Северном Приаралье в саксаульской свите. Описываемый *Pectunculus* sp. отличается от *P. aralensis* L u k. тем, что не имеет радиальных ребер на поверхности раковины.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Отряд Anisomyaria

НАДСЕМЕЙСТВО PECTINACEA

СЕМЕЙСТВО PECTINIDAE

Род *PECTEN* M ü l l e r, 1776Генотип *Ostrea maxima* L. Современный вид, обитающий у северных берегов Европы.*Pecten* cf. *pictus* G o l d f u s s

Табл. II, фиг. 17

О п и с а н и е. В коллекции имеются 5 ядер и отпечатки правой створки этого вида неполной сохранности. Раковина очень тонкая, только небольшие участки ее сохранились на ядрах. Раковина округлой формы с небольшими ушками. Поверхность ее покрыта тонкими радиальными ребрами. У нижнего края раковины между главными ребрами вставляются добавочные; главных ребер на правой створке, приблизительно 14. Ребра тонкие, с промежутками значительно более широкими, чем сами ребра.

Р а з м е р ы. Длина 19,8 мм, высота 19,1 мм.

С р а в н е н и е. Имеющиеся экземпляры *Pecten pictus* G o l d f. отличаются меньшими размерами, чем те, которые описаны в литературе,

и только экземпляры из окрестностей Днепропетровска имеют такие же размеры как наши.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ова Тюб-Карагана в 1,5 км от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Распространение *Pecten pictus* Goldf. известен из нижнего олигоцена северной Германии и в СССР из палеогена окрестностей Днепропетровска.

Род *PSEUDAMUSSIUM* Mörsch, 1858

Генотип *Pecten pseudamussium* Sowerby. Современный вид.

Pseudamussium cossmanni (Коепен)

Табл. II, фиг. 14, 15, 18

1893. *Pecten cossmanni* Коепен. Das nordd. Unter Oligocän und seine Mollusken-fauna, стр. 1029, табл. LXVII, фиг. 16a, b, 17a, b, 18a, b, 19a, b, 20a, b.
 1937. *Pseudamussium cossmanni* Коробков. О некоторых видах моллюсков из хадумского горизонта. стр. 16, табл. I, фиг. 18, 19, 20.
 1937. *Pseudamussium cossmanni* Коробков. Фауна хадумского горизонта, стр. 16, табл. II, фиг. 13, 16, 20.
 1937. *Pseudamussium cossmanni* Коробков. Pectinidae Северо-Кавказского палеогена, стр. 61, табл. IV, фиг. 8—13.

В коллекции имеется одно ядро двустворчатого экземпляра и два ядра правых створок.

Описание. Раковина очень маленькая, неравностворчатая и неравносторонняя, округлая. Передний край раковины несколько вытянут и косоусечен в своей верхней части. Задний край, составляя одно целое с левым ушком, образует менее выпуклую дугу, чем передний. Нижний край в виде полукруга. Макушка маленькая, заостренная, едва выдается над замочным краем и несколько смещена к заднему краю. Передние и задние ушки сильно отличаются между собой. Переднее ушко вытянуто больше заднего и отделено от остальной части раковины глубокой бороздой. Заднее небольшое ушко составляет одно целое с задним краем. Левая створка выпуклая, правая почти плоская, слегка выпуклая. Замочный край раковины прямой. Макушечный угол 95—100°. Характер скульптуры внешней поверхности раковин наблюдать не удалось, так как экземпляры сохранились только в виде ядер.

Размеры. Длина 5 мм, высота 5 мм, выпуклость двустворчатого экземпляра 1,2 мм.

Сравнение. Наиболее близким видом к *P. cossmanni* (Коепен) является вид *P. hauchecornei* (Коепен) (1893, стр. 1031, табл. LXVIII, фиг. 21), отмеченный также и И. А. Коробковым. Отличается *P. hauchecornei* от описанного нами *P. cossmanni* тем, что макушки *P. hauchecornei* не направлены вперед и поэтому не скошены, как у *P. cossmanni* (Коепен). Кроме того, створки *P. hauchecornei* (Коепен) менее выпуклые и менее высокие, и более широкие, чем у *P. cossmanni* (Коепен).

Местонахождение и возраст. Мангышлак. Кол. Бурлю, Каракыз. Нижний олигоцен.

Распространение. Вид известен из нижнего олигоцена северной Германии. Описан И. А. Коробковым из отложений хадумского горизонта Северного Кавказа.

18 Заказ 1893.

Отряд **Heterodonta**

НАДСЕМЕЙСТВО CARDITACEA

СЕМЕЙСТВО CARDITIDAE

Род *CARDITA* Bruguière, 1789

Генотип *Cardita sulcata* Bruguière. Современный вид, обитающий в Средиземном море.

Cardita sp.

Табл. I, фиг. 17

О п и с а н и е. В коллекции имеется одно обломанное ядро, на котором сохранился небольшой участок раковины. Раковина маленькая, круглая, слабо выпуклая. Макушка невысокая, расположена посредине замочного края. Имеется 20—22 выпуклых радиальных ребра, расширяющихся к нижнему краю. Промежутки между ребрами очень тонкие, линейные. Как ребра, так и промежутки покрыты правильными тонкими концентрическими ребрышками. Это плохо сохранившееся ядро затруднительно сравнивать с каким-нибудь из видов *Cardita*, но все же он напоминает *C. borissjaki* Sok., описанную Соколовым [1894, стр. 39—42, табл. III, рис. 2а—в] из нижнеолигоценовых отложений окрестностей Днепропетровска.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Мангышлак. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Уроч. Каракыз (колл. В. К. Винюкова, 1952). Нижний олигоцен.

НАДСЕМЕЙСТВО ASTARTACEA

СЕМЕЙСТВО ASTARTIDAE

Род *ASTARTE* Sowerby, 1816

Генотип *Astarte lurida* Sowerby. Юрские отложения Англии.

Astarte cf. *dilatata* Philippi var.

Табл. II, фиг. 19—21

В коллекции этот вид представлен двумя ядрами и одним отпечатком.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, округло-квадратного очертания, с макушкой, смещенной к переднему краю. Нижний край почти параллелен спинному краю. Передний и задний края несколько притуплены. От макушки к заднему краю протягивается закругленный киль, плохо выраженный на ядре. Вся поверхность раковины покрыта 7—8 широкими концентрическими складками, наиболее хорошо выраженными у макушки.

С р а в н е н и е. Мангышлакские экземпляры сходны с экземплярами *Astarte dilatata* Philippi var., описанными в работе Н. Соколова [1894, стр. 51—52, табл. IX, рис. 2а]. Плохая сохранность наших экземпляров не дает основания определить их с точностью до вида. Близкий вид *Astarte kickxii* Nyst (Nyst, 1843, стр. 157, табл. X, фиг. 3а¹, б, с) отличается значительно большим количеством концентрических складок на поверхности раковины. Этот же вид приведен

у Кенена (Koenen, 1893, стр. 1218, табл. LXXXIII, фиг. 5a, b, c, d, 6a, b, c); количество ребер у экземпляров, описанных данным автором такое же, как и у мангышлакских экземпляров, но очертание их раковины иное.

Местонахождение и возраст. Мангышлак. Кол. Бурлю (коллекция В. Н. Винюкова, 1952), кол. Кызылджар (коллекция Е. В. Ливеровской, 1953). Нижний олигоцен.

Распространение. *Astarte dilatata* Philippi var. известна из нижнего олигоцена окрестностей Днепропетровска.

НАДСЕМЕЙСТВО LUCINACEA

СЕМЕЙСТВО UNGULINIDAE

Род *THYASIRA* Leach in Lamarck, 1818

Генотип *Tellina flexuosa* Montagu. Современный вид, обитающий в северной части Атлантического океана.

Thyasira cf. *unicarinata* (Nyst)

Табл. II, фиг. 22, 22a, 22b

Этот вид представлен в коллекции одним экземпляром.

Описание. Раковина очень маленькая, вытянутая в высоту, ромбовидная, выпуклая, с крыловидным задним полем, которое ограничено от остальной поверхности раковины килем, протягивающимся от макушки к заднему концу раковины. Постеродорзальная площадка ограничена отчетливым килем, отделяющим выпуклое заднее поле. Переднее поле небольшое, также отделенное слабо выраженными килем. Нижний край арковидный. Макушки выпуклые, умеренно выдающиеся, расположены посредине замочного края.

Наружная поверхность покрыта тонкими концентрическими линиями нарастания.

Размеры раковины. Длина 7,3 мм, высота 8,6 мм, выпуклость 9 мм.

Сравнение. Кавказские экземпляры *Cryptodon uncarinatus* (Nyst), описанные И. А. Коробковым [1937, стр. 127, табл. I, фиг. 16, 17], плохой сохранности, и принадлежат ли наши экземпляры и кавказские к одному виду, по имеющемуся материалу решить нельзя. В настоящее время можно лишь указать на сходство рассматриваемого вида с «*Cryptodon*» *unicarinatus* Nyst, описанным и изображенным Нистом [1843, стр. 163]. Название рода *Cryptodon* заменено в настоящее время на *Thyasira*.

Из известных автору видов рода *Thyasira* наиболее близким является представитель тихоокеанского бассейна *Thyasira nana* Kholm., описанный и изображенный Хоменко [1933, стр. 25, табл. I, фиг. 26] из третичных отложений Камчатки.

Thyasira nana Kholm. отличается квадратными очертаниями раковины с почти выдающимися макушками. По очертаниям наш экземпляр также очень похож на *Thyasira pervulgata* L. Krish. [Л. В. Криштофович, 1936, стр. 45, табл. VI, фиг. 4—7] из нижнетретичных отложений Камчатки; последняя отличается главным образом значительно большими размерами.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Thyasira unicarinata* (Nyst) известна в среднем и верхнем олигоцене Западной Европы. По данным И. А. Коробкова, на Северном Кавказе она известна в хадумском горизонте.

НАДСЕМЕЙСТВО VENERACEA

СЕМЕЙСТВО VENERIDAE

Род *CORDIOPSIS* Cossmann, 1909

Генотип *Venus incrassata* Sow. Верхний эоцен и олигоцен Европы.

Cordiopsis incrassata Sow. by

Табл. I, фиг. 18, 19, 19a, 20, 20a, 21, 21a, 21b

1817. *Venus incrassata* Sow. by. Mineral Conchiology, стр. 126, табл. 155, фиг. 1, 2.
 1953. *Meretrix (Cordiopsis) incrassata* Ильина. Моллюски чеганской свиты Устьюрта, стр. 101, табл. I, фиг. 2 (см. синонимику там же).
 1954. *Meretrix (Cordiopsis) incrassata* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 69, табл. III, фиг. 12; табл. V, фиг. 1—4.
 1955. *Cordiopsis incrassata* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьюрта, стр. 30, табл. VI, фиг. 3 За, 3б.

Описание. Раковины средних размеров, более высокие, чем широкие; заднеспинной край представляет дугу, плавно переходящую в задний край. Переднеспинной край очень короткий, сильно вдавлен под макушкой, плавно переходит в арковидный закругленный нижний край. Макушки массивные, загнутые внутрь, смещены к переднему краю. Наружная поверхность покрыта правильными концентрическими линиями нарастания. Синус глубокий, притупленный у вершины.

Сравнение. Из всех известных изображений *Cordiopsis incrassata* Sow. наш ближе всего стоит к «*Meretrix*» *incrassata* Sow., приведенным в работе Буссака [1911, стр. 218, табл. XII, фиг. 25; табл. XIII, фиг. 12; табл. XIV, фиг. 1, 3]. Мангышлакские экземпляры, как и указанные выше изображения в работе Буссака, отличаются высокой раковиной с макушками, расположенными почти посередине замочного края; макушки невысокие, наклонены к переднему краю.

На имеющихся экземплярах хорошо виден глубокий синус, который направлен к макушке. Передний мускульный отпечаток хорошо выражен, задний неясный.

Размеры раковины. Длина 43,4 мм, высота 43,3 мм.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш, кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Cordiopsis incrassata* Sow. широко распространенный вид как в вертикальном, так и горизонтальном направлении. Он известен в эоцене Англии, в нижнем и среднем олигоцене Германии, в приабонских отложениях Парижского бассейна. В СССР он встречается в чеганской свите Северного Устьюрта, Северного Приаралья, Тургайской впадины и в рипшанском и алайском ярусах Ферганы.

СЕМЕЙСТВО MERETRICIDAE

Род *PITAR* Römer, 1857

Генотип *Venus tumens* Gmelin. Вид ныне обитает в Индийском океане.

Подрод *Calpitaria* Jukes — Browne, 1908

Генотип *Cytherca sulcataria* Deshayes. Эоцен Парижского бассейна.

Pitar (Calpitaria) latilamella Lukovič

Табл. I, фиг. 22

1858. *Cytheria rustica* Abich. Beiträge Paleont. Asiat. Russlands, стр. 546, табл. I, фиг. 8.
 1924. *Meretrix (Calpitaria) latilamella* Лукович. Эоценская фауна моллюсков из обл. Аральск. и Челкарского озер и их знача, стр. 31, табл. I, фиг. 6.
 1953. *Meretrix* sp. Ливеровская. Материалы к восстановлению условий осадконакопления по фауне Ферганы, стр. 49, табл. IV, фиг. 1—6.
 1954. *Meretrix latilamella* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 69, табл. VI, фиг. 1—5.
 1955. *Pitar (Calpitaria) latilamella* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьурта, стр. 32, табл. VI, фиг. 4—5.

Описание. Вид этот описан нами с Устьурта; имеющиеся с Мангышлака 2 экземпляра плохой сохранности, но совершенно такие же, как и описанные с Устьурта.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш (Коллекция Е. В. Ливеровской, 1953). Нижний олигоцен.

Распространение. *Pitar (Calpitaria) latilamella* Luk. известен из чеганской свиты Северного Устьурта, Северного Приаралья и Тургайской впадины.

НАДСЕМЕЙСТВО TELLINACEA

СЕМЕЙСТВО TELLINIDAE

Род *TELLINA* Linnaeus, 1758

Генотип *Tellina radiata* Linnaeus. Вид ныне обитает у берегов Восточной Индии. Современные представители этого вида обитают в теплых морях.

Подрод *Tellina* s. s.

Tellina (Tellina) cf. praepostera Koenen

Табл. I, фиг. 27, 27a

Описание. Раковина небольшая, слабо выпуклая, передний край закругленный, задний — немного суженный. Маленькие макушки смещены к переднему концу. Раковина гладкая, имеющая только очень тонкие линии нарастания.

Размеры. Длина 19,3 мм, высота 13,3 мм, выпуклость 6,1 мм.

Сравнение. Главное отличие германских экземпляров от мангышлакских и устьуртских — это их значительно меньшие размеры.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Распространение. *Tellina praepostera* К о е н е н впервые описана Кененом из нижнего олигоцена Северной Германии; она найдена Н. К. Овечкиным в чеганской свите Северного Приаралья и Тургайской впадины. Нами этот вид описан из отложений чеганской свиты Северного Устьярта [Ильина А. П., 1955, стр. 34, табл. XI, фиг. 4, 5].

Подрод *Moerella* F i s c h e r, 1887

Генотип *Tellina donacina* L. Вид ныне обитает в морях Европы.

Tellina (Moerella) ustjurtensis I l y i n a

Табл. I, фиг. 26.

1955. *Tellina ustjurtensis* И л ь и н а. Моллюски палеогена Сев. Устьярта, стр. 34, табл. XI, фиг. 10, 10а, 11.

О п и с а н и е. В коллекции имеется одно ядро и отпечаток; по общему очертанию, по небольшой величине и очень тонкой раковине, на которой едва различимы тонкие линии нарастания, эти экземпляры не отличаются от экземпляров *Tellina ustjurtensis* I l y i n a, описанных нами из чеганской свиты Устьярта.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Вид впервые описан нами из чеганской свиты Северного Устьярта.

НАДСЕМЕЙСТВО SOLENACEA

СЕМЕЙСТВО SOLENIDAE

Род *CUTELLUS* S c h u m a c h e r, 1817

Генотип *Cutellus lacteus* S p r e n g l e r. Вид ныне обитает в Индийском океане.

Cutellus sp.

Табл. I, фиг. 28

О п и с а н и е. Одно обломанное ядро с частично сохранившейся раковиной несколько напоминает *Cutellus* cf. *grignonensis* D e s h., описанный Н. К. Овечкиным [1954, стр. 70, табл. VI, фиг. 11] из нижних горизонтов чеганской свиты Тургайской впадины.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от устья ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

НАДСЕМЕЙСТВО MYACEA

СЕМЕЙСТВО ALOIDIDAE

Род *CORBULA* L a m a r c k, 1799

Генотип *Corbula sulcata* (В г у г.) L a m. Вид ныне обитает у западных берегов Африки.

Подрод *Varicorbula* Grant et Gale, 1931

Генотип *Tellina gibba* Oliv. Миоцен — ныне. Средиземноморская провинция.

Corbula (Variocorbula) conglobata Коенен

Табл. II, фиг. 1—10a

1894. *Corbula conglobata* Коенен. Das Norddeutsche Unter Oligocäne und Moll. Fauna, стр. 1299, табл. XCII, фиг. 4—7.
 1937. *Corbula conglobata* Коробков. Моллюски хадумского горизонта, стр. 15, табл. I, фиг. 10, 10a.
 1937. *Corbula conglobata* Коробков. Фауна моллюсков хадумского горизонта г. Баталпаинска, стр. 132, табл. I, фиг. 9a, 9b, 11.
 1940. *Corbula* cf. *conglobata* Иванова. О пелециподах таджикской депрессии, стр. 18, табл. I, фиг. 14, 15.
 1953. *Corbula conglobata* Ильина. Моллюски чеганской свиты Северных чинков Устьюрта, стр. 105, табл. 7, фиг. 2a, 2b.
 1954. *Corbula conglobata* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 71, табл. VII, фиг. 4—5.
 1955. *Corbula (Variocorbula) conglobata* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьюрта, стр. 38, табл. X, фиг. 17.

Размеры. Высота 9 мм, длина 8,6 мм.

Большое количество хорошо сохранившихся двустворчатых экземпляров и отдельных створок рода *Corbula* может быть отнесено к виду *C. (V.) conglobata* Коенен.

Местонахождение и возраст. Северный берег Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмын; ущелье Сартаган; ур. Аксенгер; кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Corbula conglobata* Коенен впервые описана из нижнего олигоцена Германии (латторф). На Северном Кавказе она известна из отложений хадумского горизонта. На Северном Устьюрте, Северном Приаралье и в Тургайской впадине она присутствует в отложениях чеганской свиты. Присутствие *Corbula* cf. *conglobata* Коенен отмечено Е. Н. Ивановой [1940, стр. 90] в осыпи ханабадского и сумсарского ярусов Таджикской депрессии.

Подрод *Bicorbula* Fischer, 1887

Генотип *Corbula gallica* Lamk. Эоцен Европы.

Corbula (Bicorbula) henckeliusiana Nyst

Табл. II, фиг. 11, 12, 12a, 12b, 13, 13a

1843. *Corbula henckeliusiana* Nyst. Diser. der coquilles Polypier fos. Belgique, стр. 63, табл. II, фиг. 3.
 1857. *Corbula henckeliusiana* Deshayes., Deser. d'animaux sans vertèbres decouv. dans le Bassin de Paris, стр. 230, табл. XIV, фиг. 7—11.
 1894. *Corbula henckeli* (?) Соколов. Фауна нижнеолигоценовых отл. окр. Екатеринослава, стр. 65, рис. 21, 22, в тексте.
 1894. *Corbula henckeli* Коенен. Das nordd. Unter Oligocän und seine Molluskenfauna, стр. 1302, табл. XCI, фиг. 1—5.
 1953. *Corbula henckeli* Ильина. Моллюски чеганской свиты Устьюрта, стр. 90, табл. XV, фиг. 3, 3a.
 1954. *Corbula* cf. *henckeli* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 71, табл. VIII, фиг. 6, 7, 8.
 1955. *Corbula (Bicorbula)* cf. *henckeli* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьюрта, стр. 39, табл. XI, фиг. 1, 1a.

Описание. Имеется два экземпляра неплохой сохранности.

Раковина неправильно овальная, суженная к заднему концу, который слегка клювовидный. Передний край закругленный, слегка сужен-

ный. Нижний край слабо выпуклый. Правая створка немного больше левой. Макушки высокие, они наклонены к заднему концу. Макушка правой створки возвышается над левой. Наружная поверхность покрыта тонкими линиями нарастания. Эти линии делают изгиб, соответственно клювовидному очертанию на задней части раковины. Кроме тонких линий нарастания, имеются еще более грубые линии перерыва роста.

Размеры. Длина 11,8 мм, высота 8,8 мм, выпуклость 6,0 мм.

Сравнение. Этот своеобразный вид резко отличается от всех известных *Corbula* оттянутостью заднего конца раковины. Близким видом является *Corbula longirostris* Desh., изображенная Нистом [1843, стр. 71, табл. III, фиг. 6а, в], которая отличается более широким клювовидным задним концом и более низкими макушками. Другой близкий вид *Corbula volskensis* Archangelsky [Архангельский, 1904, стр. 129, табл. IX, фиг. 7, 8] отличается более узким клювовидным концом и несколько иной формой раковины.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш; кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Corbula (Bicorbula) henckeliusiana* Nyst известна из нижнего олигоцена Франции, Англии и Германии. Она встречена в нижнеолигоценовых отложениях окрестностей Днепропетровска. *Corbula (B.) cf. henckeliusiana* Nyst отмечена в отложениях чеганской свиты Северного Устюрта, Северного Приаралья и Тургайской впадины.

НАДСЕМЕЙСТВО PANDORACEA

СЕМЕЙСТВО THRACIIDAE

Род *THRACIA* Blainville, 1824

Генотип *Thracia corbulidea* Blainville. Вид ныне обитает в Средиземном море.

Подрод *Cyathodonta* Conrad, 1849

Генотип *Cyathodonta undulata* Conrad. Плиоцен — ныне. Тихоокеанская область.

Thracia (Cyathodonta) asiatica Alexeiev

Табл. I, фиг. 23, 23а, 24, 24а, 25

1954. *Thracia asiatica* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 71, табл. VII, фиг. 2—3.

1955. *Thracia (Cyathodonta) asiatica* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устюрта, стр. 37, табл. VIII, фиг. 1а, 1б, 2, 2а.

В коллекции имеется до 10 ядер с частично сохранившейся раковиной.

Описание. Раковина небольшая, неравностворчатая и неравносторонняя; правая створка большая, выпуклая, левая меньше, плоская, слабо выпуклая. Макушки невысокие, сдвинуты к заднему концу, они расположены несимметрично: макушка правой створки приподнята и возвышается над макушкой левой створки. Переднеспинной и нижний

края раковины закругленные, задний притуплен, а заднеспинной прямой или слегка вогнут. От макушки к нижнему концу проходит округлый киль, хорошо выраженный у макушки и слабо у нижнего края. Поверхность раковины покрыта тонкими линиями нарастания, причем на правой створке они более тонкие, чем на левой.

Размеры. Длина 24,3 мм, высота 17,9 мм, выпуклость 11 мм.

Сравнение. Наши экземпляры очень сходны с *Thracia asiatica* Alex., описанной Овечкиным Н. К. [1954, стр. 71, табл. VII, фиг. 2—3]. Те же небольшие раковины с макушками, расположенными посредине замочного края, несколько возвышаясь над ним; так же от макушки к заднему концу проходит киль; тонкие concentрические линии нарастания, покрывающие поверхность раковины имеют сходный характер. В коллекции имеются еще экземпляры более высокие, которые вероятно могут быть отнесены к разновидности *Thracia asiatica* (например, табл. I, фиг. 24).

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ва Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от устья ов. Колмыш; ущелье Сартаган, в ов. Уч-Кую. Нижний олигоцен.

Распространение. *Thracia asiatica* Alex. впервые описана А. К. Алексеевым из палеогена Северного Приаралья, подобные же раковины изображены Н. К. Овечкиным из чеганской свиты Северного Приаралья и Тургайской впадины. Этот вид описан нами из чеганской свиты Северного Устюрта.

КЛАСС SCAPHOPODA

СЕМЕЙСТВО DENTALIIDAE

Род *DENTALIUM* Linnaeus, 1758

Генотип *Dentalium elephantium* Linnaeus. Вид обитает у Филиппинских островов.

Dentalium cf. *novaki* Koenen

Табл. II, фиг. 28—31

Описание. В коллекции имеется до 30 экземпляров этого вида. Все экземпляры обломаны, ни один не сохранился полностью. Внешняя поверхность покрыта тонкими продольными ребрами, с более широкими промежутками между ними. Иногда между ребрами помещается еще по одному тонкому ребрышку. Продольные ребра пересечены очень тонкими поперечными линиями нарастания. Верхняя поверхность раковины гладкая.

Сравнение. Наиболее близким видом, если не тождественным, является *Dentalium trautscholdi* Koenen [1868, стр. 160], который отличается несколько большими размерами, характер же скульптуры тот же, что и у описанного вида.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Распространение. *Dentalium novaki* Koenen известен из латторфского яруса северной Германии.

Dentalium cf. *striatum* S o w e r b y

Табл. II, фиг. 23—27

О п и с а н и е. Имеется большое количество экземпляров, но все они представлены обломками. Раковины средних размеров, тонкие. Поверхность покрыта тонкими продольными ребрами, иногда между ними вставляются дополнительные ребрышки. По направлению к широкому концу продольные ребра постепенно исчезают и раковина становится гладкой и блестящей.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Кол. Бурлю (коллекции Е. В. Ливеровской и В. Н. Винюкова, 1952). Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Dentalium striatum* S o w. известен из эоценовых отложений Парижского бассейна. В Северном Приаралье найден в самых низах чеганской свиты.

КЛАСС GASTROPODA

Отряд Archaeogastropoda

НАДСЕМЕЙСТВО NATICACEA

СЕМЕЙСТВО NATICIDAE

Род *POLINICES* M o n t f o r t, 1810

Генотип *Polinices albus* M o n t f o r t. Современный вид. Индо-Тихоокеанская провинция.

Подрод *Euspira* Agassiz in S o w e r b y, 1830

Генотип *Natica glaucinoides* S o w e r b y. Эоцен Англии.

Polinices (Euspira) achatensis (R e c l u z)

Табл. III, фиг. 1—8a

1837. *Natica achatensis* R e c l u z (Koninek. Descr. coq. foss. de Basele etc., стр. 9).
 1859. *Natica epiglattina* A b i c h. Beiträge zur Paläont. des Asiat. Russl., стр. 559, табл. I, фиг. 5a, в.
 1953. *Natica achatensis* И л ь и н а. Моллюски чеганской свиты Северных чинков Устюрта, табл. XXVI, фиг. 3, 3a, 4, 5, 8, 9.
 1954. *Natica achatensis* О в е ч к и н. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 74, табл. VIII, фиг. 23—25, табл. IX, фиг. 4.
 1955. *Polinices (Euspira) achatensis* И л ь и н а. Моллюски палеогена Сев. Устюрта, стр. 52, табл. XX, фиг. 4, 4a, 5, 6, 7.

В коллекции имеется около 30 экземпляров хорошей сохранности, все они представлены относительно мелкими экземплярами. Имеющийся материал дает возможность привести более полное описание этого вида.

О п и с а н и е. Раковина. небольшая, шаровидная с заостренной спиралью, немного удлинённая, состоит из 5 выпуклых оборотов, которые разделяются линейным швом. Последний оборот большой, составляет почти всю раковину, спираль едва выдается над ним. Пупок мало открытый, образует глубокую воронку, поднимающуюся до макушки. Фуникул узкий, примыкает к краю, на котором вырисовывается заостренная выпуклость. Устье округло-полудунной формы, косое закругленное внизу и заостренное вверху. Наружная губа тонкая, отделена от внутренней ясно выраженной бороздой, внутренняя губа мозолистая, широко

отогнута на основание последнего оборота. Внутренняя губа над пупком образует небольшое расширение с глубокой выемкой посредине, а по краям с мозолистыми утолщениями. Раковина гладкая, покрыта только очень тонкими линиями нарастания.

Размеры. Высота 10 мм, диаметр 9,8 мм.

Сравнение. Наиболее близким видом является «*Natica*» *glaucinoides* Nyst, [1843, стр. 442, табл. XXXVII, фиг. 32]; отличается последняя от описанной более широким устьем с иным характером внутренней губы, т. е. внутренняя губа «*Natica*» *glaucinoides* Nyst над пупком имеет мозолистое утолщение иного характера, чем у *Polinices achatensis*. «*Natica*» *sowerbyi* Nyst [1843, стр. 441, табл. XXXVII, фиг. 31] также сходна с *Polinices achatensis* Recluz, но отличается значительно большими размерами и характером внутренней губы.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю (коллекции Е. В. Ливеровской и В. Н. Винюкова, 1952). Нижний олигоцен.

Распространение. *Polinices* (E.) *achatensis* (Recluz) известен из олигоцена Западной Европы, а также из чеганской свиты Северного Устюрта, Приаралья и Тургайской впадины.

Polinices (?) *mangyschlakensis* sp. n.

Табл. III, фиг. 9, 9а, 10, 10а

Голотип № 6/398, табл. III, фиг. 9 хранится в Музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Мангышлак. Северный берег п-ова Тюб-Карагана в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш.

В коллекции имеется три несколько поврежденных экземпляра.

Описание. Небольшая, тонкостенная раковина состоит из 4—5 оборотов, имеет низкую башенковидную форму с заостренной вершиной. Ширина оборотов немного больше высоты. Обороты спирали незначительно выпуклые, последний оборот довольно сильно выпуклый. Наибольшая выпуклость расположена в средней части оборота, откуда она плавно спадает как к нижнему, так и к верхнему шву. Последний оборот составляет больше половины раковины. Базальная часть последнего оборота равномерно выпуклая.

Шов, отделяющий обороты, углубленный и узкий; он почти перпендикулярен оси навивания раковины. Околошовная площадка отсутствует. Поверхность оборотов раковины покрыта только тонкими густо расположенными линиями нарастания, которые протягиваются от верхнего шва к нижнему.

Пупок глубокий, воронкообразной формы. Устье полулунное, оттянуто книзу, слабо скошено. Кверху устье заострено, внизу закруглено. Верхняя часть устья начинается на половине последнего оборота и спускается вниз от последнего оборота, примерно, наполовину своей высоты. Наружная губа тонкая, внутренняя с мозолистым утолщением, наполовину прикрывающим пупок.

Размеры. Высота раковины 13,5 мм, высота последнего оборота 10,1 мм, ширина последнего оборота — 10 мм.

Сравнение. Раковины, описанные из нижеолигоценовых отложений ов. Колмыш, близки к вышеописанной *P. (E.) achatensis* (Recluz), но отличаются от последней значительно более высокой спиралью. Несколько напоминают описанные раковины *Natica hemiclausula* Nyst [1843, стр. 446, табл. XXXVIII, фиг. 15а, в] из песчанистого мергеля «Anvers» Англии, но отличаются более выпуклыми оборотами и оттяну-

тым вправо устьем, тогда как у нашего вида устье оттянуто вниз. Раковины *Natica lunulifera* К о е н е н [1891, стр. 585, табл. XI, фиг. 11а; 12а—с], описанные из латторфских отложений северной Германии, хотя и близки по форме и размерам раковины, но отличаются несколько большим и более вздутым последним оборотом и относительно более низкой спиралью с меньшим количеством оборотов и с более оттянутым вправо устьем.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Северный берег п-ва Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Отряд Mesogastropoda

НАДСЕМЕЙСТВО TURRITELLACEA

СЕМЕЙСТВО VERMETIDAE

Род *VERMETUS* (A d a n s o n, 1757) D a u d i n, 1800

Генотип *Vermetus adansoni* D a u d i n. Современный вид.

Подрод *Burtinella* M ö r c h, 1861

Генотип *Serpula turbinata* P h i l l i p p i. Латторфский ярус северной Германии.

Vermetus (Burtinella) aff. bogoriensis M a n t e l l

Табл. III, фиг. 11

О п и с а н и е. В коллекции имеется два очень маленьких экземпляра этой раковины. Раковина дисковидной формы, состоит из 2—3 оборотов спирали. Обороты сильно объемлющие. В центре раковины имеется отверстие, проходящее через всю раковину. Раковины сильно потерты и скульптура наружной поверхности не сохранилась.

С р а в н е н и е. Этот вид более подробно описан в моей работе по моллюскам Устюрта [Ильина А., 1955, стр. 60, табл. XX, фиг. 15, 15а, 16, 16а, 17, 17а], там же приведено сравнение с близкими видами.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Северный берег п-ва Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Vermetus (Burtinella) bogoriensis* M a n t. известен из эоценовых отложений Англо-Парижского бассейна. В СССР он встречается в Северном Приаралье и Тургайской впадине в низах чеганской свиты, на Устюрте он отмечен в чеганской свите.

НАДСЕМЕЙСТВО STROMBACEA

СЕМЕЙСТВО APORRHAIIDAE

Род *APORRHAIIS* D a C o s t a, 1778

Генотип *Strombus pespelicani* L i n n a e u s. Средиземноморская провинция. Миоцен — ныне.

Aporrhais cornutus (Alexeev)

Табл. III, фиг. 12

1953. *Aporrhais cornutus* Ильина. Моллюски чеганской свиты Сев. Устьурта, стр. 105, табл. VI, фиг. 14, табл. VII, фиг. 2а, 2б.
 1954. *Aporrhais cornutus* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 76, табл. IX, фиг. 2.
 1955. *Aporrhais cornutus* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьурта, стр. 61, табл. XXII, фиг. 1, 1а, 4, 5.

Описание. «Раковина высокая, башенковидная, обороты отделены глубоким швом. Поверхность оборотов покрыта 15—16 спиральными ребрами, между которыми помещаются более мелкие ребра. Кроме того, на оборотах спирали имеются крупные поперечные валики, их 11—12 на каждом обороте. На последнем обороте, кроме того, имеются еще три килы; верхний из них состоит как бы из ряда бугорков, средний из неясных бугорков и нижний — гладкий, в виде ребра. Наружная губа сильно развита и на продолжении килей последнего оборота имеются пальцеобразные отростки» [Ильина А. П., 1955, стр. 61].

Размеры. Высота 55 мм, диаметр 27 мм.

Сравнение. Близким видом является *Aporrhais pescorbonis* Gonn. var. *giganticus* Koby., описанный И. А. Коробковым [1937, стр. 136, табл. VII, фиг. 1—11] из хадумского горизонта Северного Кавказа. Последний отличается менее развитыми отростками внешней губы и отсутствием поперечной, валикообразной скульптуры.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Aporrhais cornutus* Alex. в Северном Приаралье известен в верхах чеганской свиты (по Н. К. Овечкину), на Северном Устьурте он встречен в чеганской свите.

Aporrhais cf. *speciosa* Schlotheim

Табл. III, фиг. 13, 13а, 14

В коллекции имеется 2 обломанных экземпляра этого вида.

Описание. Раковины небольшие, состоят из 5—6 оборотов, быстро нарастающих. Обороты разделены несколько углубленным швом. Поверхность оборотов спирали покрыта косыми поперечными ребрами. Кроме поперечных ребер, имеются еще тонкие концентрические линии нарастания. На последнем обороте в месте перегиба оборота к основанию расположены три довольно крупных спиральных ребра.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *Aporrhais speciosa* Schloth. известен в Северном Приаралье и Тургайской впадине в верхах чеганской свиты. Он встречается в палеогене окрестностей Днепропетровска. В Западной Европе распространен от нижнего олигоцена до миоцена.

НАДСЕМЕЙСТВО DOLIACEA

СЕМЕЙСТВО CASSIDIDAE

Род CASSIDARIA Lamarck, 1812

Генотип *Buccinum echinophorum* L. Современный вид. Средиземное море.

Подрод *Cassidaria* s. s.

Cassidaria (Cassidaria) raristriata Alexeev

Табл. III, фиг. 15

1953. *Cassidaria depressa* Vuch var. *raristriata* Ильина. Моллюски чеганской свиты Сев. чинков Устьюрта, стр. 106, табл. VI, фиг. 1, 3а, 3б.
 1954. *Cassidaria depressa* Vuch var. *raristriata* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 77, табл. XI, фиг. 10—12.
 1955. *Galeodea raristriata* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьюрта, стр. 67, табл. XXIV, фиг. 9—12а, табл. XXV, фиг. 1, 1а.

Этот вид описан нами с Северного Устьюрта. Экземпляр с Мангышлака ничем не отличается от описанных с Устьюрта.

Размеры. (Табл. III, фиг. 14). Высота 39,2 мм, диаметр последнего оборота 30,5 мм.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. Вид этот впервые описан А. К. Алексеевым как *Cassidaria depressa* Vuch var. *raristriata* Alex. из палеогена Северного Приаралья. Он встречен в чеганской свите Северного Устьюрта, в Северном Приаралье и Тургайской впадине.

СЕМЕЙСТВО FISIDAE

Род *FICUS* Bolten, 1798

Генотип *Murex ficus* L. Современный вид. Индийский океан.

Подрод *Fulguroficus* Sacco, 1890

Генотип *Pyrula burdigalensis* Sowery. Нижний олигоцен Аквитании.

Ficus (Fulguroficus) crassistria Koenen

Табл. III, фиг. 16

1894. *Ficula crassistria* Koenen. Das nordd. Unter-Oligocene und seine Moll. Fauna, стр. 159, табл. VII, фиг. 12, 13а, в, 14а, в, 15а, в.
 1953. *Pyrula crassistria* Ильина. Моллюски чеганской свиты Сев. чинков Устьюрта, стр. 109, табл. VI, фиг. 5, 6, 7а, 7б.
 1954. *Pyrula crassistria* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 78, табл. X, фиг. 19.

В коллекции имеется несколько неполных экземпляров, принадлежащих этому виду. Все экземпляры с Мангышлака отличаются меньшими размерами, в остальном они совершенно сходные с экземплярами, описанными с Устьюрта.

Размеры. Высота 16,4 мм, диаметр последнего оборота 11,5 мм.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. *F. (F.) crassistria* Koenen известен из нижнего олигоцена (латторф) северной Германии. Встречен он также в отложениях чеганской свиты Северного Устьюрта и в верхах чеганской свиты Северного Приаралья.

НАДСЕМЕЙСТВО CHARONACEA

СЕМЕЙСТВО CHARONIDAE

Род CHARONA Gistel, 1848

Генотип *Murex tritonis* L. Современный вид. Индо-Тихоокеанская провинция.

Подрод *Charona* s. s.*Charona (Charona) horeshmica* (Alexeev)

Табл. IV, фиг. 11

1912. *Triton multigranus* Баярунас. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака, стр. 46, табл. III, фиг. 4.
 1954. *Tritonium expansum* Sowegbu var. *choreshmicum* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 79, табл. XI, фиг. 3.
 1955. *Charona (Charona) choreshmica* Ильина. Моллюски палеогена Сев. Устьярта, стр. 68, табл. XXV, фиг. 6.

В коллекции имеется всего один экземпляр плохой сохранности. Описание этого вида было нами произведено в 1955 г. и поэтому здесь описания не приводится.

Сравнение. По внешним признакам изображенная раковина похожа на *Fusus (Buccinofusus) tubuktensis* Il'yina, описанные нами из чеганской свиты Северного Устьярта. Эти два вида отличаются характером скульптуры. Здесь изображен экземпляр из работы М. В. Баярунаса, помещенный в синонимике, так как имеющийся у нас из Бурлю очень плохой сохранности.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Кырк-заяк, нижний олигоцен.

Распространение. *C. (C.) horeshmica* Alex. известна из нижнего олигоцена северной Германии. Она отмечена на Устьярте в чеганской свите, а также в чеганской свите Северного Приаралья и Тургайской впадине под названием *Tritonium choreshmicum* Alexeev.

Отряд Neogastropoda

НАДСЕМЕЙСТВО FASCIOLARIACEA

СЕМЕЙСТВО FUSIDAE

Род FUSUS Bruguiere, 1789

Генотип *Murex colus* Linnaeus. Вид ныне обитает в Тихом океане у берегов Индии.

Fusus suberraticus Bajarus

Табл. III, фиг. 19, 20, 21, 21a

1912. *Fusus suberraticus* Баярунас. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака, стр. 48, табл. III, фиг. 9, 10.

Описание. Имеющиеся в нашей коллекции 2 обломанных экземпляра несомненно принадлежат виду, описанному М. В. Баярунасом из нижнеолигоценовых отложений Мангышлака под названием *Fusus suberraticus* Баяр. Характерная форма раковины со вздутым последним

оборотом отличает этот вид от близкого вида *Fusus ustjurtensis* Alexeiev [Ильина, 1953, табл. VI, фиг. 9, 10, 10a]. Кроме того, *Fusus suberraticus* Bajag. отличается более вздутым последним оборотом и более приплюснутыми и округлыми оборотами спирали, с восемью спиральными ребрами, тогда как у *Fusus ustjurtensis* Alexeiev их пять.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ва Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш. Нижний олигоцен.

Распространение. Впервые описан с Мангышлака из отложений Кыркузяка.

НАДСЕМЕЙСТВО VOLUTACEA

СЕМЕЙСТВО MITRIDAE

Род *VEXILLUM* Bolten, 1798

Генотип *Voluta plicaria* L. Современный вид. Индийский океан.

Подрод *Conomitra* Conrad, 1865

Генотип *Mitra fusoides* Lea. Эоцен Северной Америки.

Vexillum (Conomitra) sokolovi (Bajagunas)

Табл. IV, фиг. 1, 1a

1912. *Turricula (Conomitra) sokolovi* Баярунас. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака, стр. 57, табл. III, фиг. 21—24.
 1924. *Conomitra* cf. *vincenti* Лукович. Эоценовая фауна молусака из обл. Аральск. и Челкарского озер и нын знача, стр. 53, табл. II, фиг. 3.
 1953. *Conomitra vincenti* Cossman var. *lukovitschi* Овечкин. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 80, табл. XII, фиг. 3.

Описание. В коллекции имеются 2 экземпляра хорошей сохранности. Раковина небольшая биконическая. Оборотов 8, они слабо выпуклые, причем три верхних из них образуют эмбрион.

Обороты разделены глубоким швом. В верхней части оборота, непосредственно над швом, располагается валик, украшенный бугорками, являющийся продолжением продольных ребер; под валиком расположена борозда. Обороты спирали покрыты поперечными ребрами дугообразной формы; число ребер на последнем обороте 17, на предпоследнем 20 и на последующих по 23 ребра. На оборотах хорошо заметны следы нарастания раковины. На базальной части последнего оборота хорошо видны спиральные ребра. Устье удлиненное, узкое, внутренняя губа слабо мозолистая. Немного изогнутый столбик, покрыт четырьмя косо расположенными поперечными складками, которые постепенно уменьшаются по величине к нижнему концу раковины. Устье оттянуто в короткий и широкий сифональный канал.

Размеры. Высота раковины 16 мм, диаметр 7,2 мм.

Сравнение. Представители данного вида описаны из палеогена Приаралья М. Луковичем под названием *Conomitra vincenti* Cossman. Подобные же экземпляры приведены Н. К. Овечкиным из палеогена Приаралья под названием *Conomitra vincenti* Cossman var. *lukovitschi* Ovetsh. Вариетет этот, по нашему мнению, тождественен *Conomitra sokolovi* Bajag., установленному М. В. Баярунасом еще в 1912 г. для нижнеолигоценовых отложений Мангышлака. Поэтому

название, предложенное для мангышлакских экземпляров, должно быть сохранено и для приаральских, которые обладают всеми признаками *Vexillum (Conomitra) sokolovi* B a j a g u a s.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. Вид впервые описан как *Conomitra sokolovi* B a j a g. из нижеолигоценовых отложений Мангышлака. В дальнейшем он описывался как *Conomitra* cf. *vincenti* C o s s m. М. Луковичем и как *Conomitra vincenti* C o s s. var. *lukovitchi* O v e t s c h. Н. К. Овечкиным из палеогена Приаралья. Правильным является название, данное М. В. Баярунасом.

СЕМЕЙСТВО CANCELLARIDAE

Род *UXIA* J o u s s e a u m e, 1887

Генотип *Cancellaria costulata* L a m a r c k. Эоцен Европы.

Uxia cf. *diadema* W a t t e l e t

Табл. III, фиг. 17, 17а, 17б, 18

В коллекции имеется одна обломанная раковина, принадлежащая этому интересному виду.

Описание. Раковина небольшая, веретеновидной формы, состоит из 5 быстро нарастающих ступенчатых оборотов. Ширина оборота больше высоты. Обороты спирали ступенчатые, боковые стенки их слабо выпуклы. Наибольшая выпуклость расположена немного выше нижнего шва, расширение оборотов идет от верхнего шва к нижнему конусообразно. Последний оборот большой — он составляет $\frac{2}{3}$ раковины. Шов, отделяющий обороты, широкий и углубленный; он расположен почти параллельно оси навивания раковины. Околошовная площадка небольшая, округлая. Поверхность оборотов раковины покрыта грубыми продольными ребрами, имеющими вид заостренных гребней, их имеется 12 на последнем обороте и 6—7 на оборотах спирали. Эти продольные ребра протягиваются на последнем обороте и на базальную часть, на сифональной же трубке они исчезают. Поперечные ребра, видимо, имеются, но характер их при имеющейся сохранности выяснить не удалось. Они, видимо, широкие, плоские, разделенные тонкими промежутками. Последний оборот большой, он составляет $\frac{2}{3}$ высоты раковины. Базальная часть оборота скульптурирована. Сифональная трубка гладкая. Устье полулунной формы. Верхняя часть устья закруглена, нижняя заострена и переходит в сифональный канал. Наружная и внутренняя губы тонкие.

Размеры. Высота раковины 16 мм, высота последнего оборота 10 мм, ширина последнего оборота 8 мм.

Сравнение. Раковина, описанная здесь из нижеолигоценовых отложений кол. Бурлю, очень сходна с *Uxia separata* C o s s m a n n et P i s s a g g o [1907—1913, табл. XLVII, фиг. 212—5], описанной из лютетского яруса окрестностей Парижа, от которой вид *Uxia diadema* W a t t. отличается тем, что имеет более грубую продольную скульптуру.

М. В. Баярунас описал раковины, близкие к нашей как *Thyphis schlotheimi* B e y r i c h [1912, стр. 45, табл. III, фиг. 3]. Для сравне-

ния, мы приводим на табл. III, фиг. 18 изображения из работы М. В. Баярунаса.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Uxia diadema* W a t t. известна из бартонских отложений окрестностей Парижа.

НАДСЕМЕЙСТВО CANACEA

СЕМЕЙСТВО PLEUROTOMIDAE

Род *PLEUROTOMA* L a m a r c k, 1798

Генотип *Murex babylonia* L. Современный вид. Индо-Тихоокеанская провинция.

Pleurotoma liwerowskajae И л ь и н а sp. n.

Табл. III, фиг. 22—24

Голотип экземпляр № 1/398, табл. III, фиг. 22 хранится в музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

В коллекции имеется 5 экземпляров — все хорошей сохранности.

О п и с а н и е. Веретенообразная, высокая раковина состоит из 8—9 оборотов, из которых 2—3 вершинных оборота составляют начальную раковину. Последний оборот составляет $\frac{2}{3}$ длины всей раковины, внизу он оттянут в узкий и короткий сифональный канал. Обороты выпуклые, несколько угловатые благодаря килю, который проходит почти посредине оборота или расположен несколько выше; часть оборота, расположенная под килем, слабо выпуклая, а выше киля слабо вогнутая или почти плоская. Шов тонкий, углубленный,

Скульптура наружной поверхности состоит из спиральных ребер и бугорков. От киля вниз расположено три спиральных ребра, причем верхнее из них, т. е. то, которое расположено непосредственно за килем, почти такой же толщины как и киль, а два нижних более тонкие. На киле и на нижележащем ребре расположен ряд бугорков, которые сливаются между собой, образуя как бы поперечное ребро. На части оборота, расположенной выше киля и несколько слабо вогнутой, расположено 5 тонких, нитевидных спиральных ребрышек неодинаковой толщины и неравномерно расположенных. Три начальных оборота гладкие. Последний оборот большой; на базальной его части расположено 14—15 поперечных ребер, которые в верхней части оборота грубы, а по направлению вниз становятся все более и более тонкими и между ними выклиниваются по одному совсем тонкому, промежуточному ребру. Ребро, расположенное сразу под швом, снабжено бугорками. Устье узкое, овальное, заканчивающееся каналом, который имеет небольшую величину и неглубок. Наружная губа тонкая, внутренняя также очень тонкая со слабым мозолистым утолщением.

Р а з м е р ы. Высота раковины 15,6 мм, высота последнего оборота 8 мм, диаметр последнего оборота 7 мм.

С р а в н е н и е. Наиболее близким видом к описанному является *Pleurotoma odontella* B o u s s a c, описанная и изображенная Буссаком [1911, стр. 369, табл. XXII, фиг. 7а, 9]. Отличается последняя

более крупной раковиной и более низкими оборотами спирали. По скульптуре же эти раковины очень близки.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Подрод *Hemipleurotoma* C o s s m a n, 1899

Генотип *Pleurotoma archimedia* B e l l a r d i. Средний эоцен Италии.

Pleurotoma (Hemipleurotoma) selysii K o n i n s k

Табл. IV, фиг. 7

1912. *Surcula wagneri*? Б а я р у н а с. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака, стр. 50, табл. III, фиг. 12.

1954. *Pleurotoma selysii* О в с ч к и н. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 82, табл. XIII, фиг. 9—12.

1955. *Turris (Hemipleurotoma) cf. selysii* И л ь и н а. Моллюски палеогена Сев. Устьярта, стр. 81, табл. XXIX, фиг. 7, 8, 9.

Единственный экземпляр, сильно потертый, с обломанным устьем, представляет этот вид в коллекции.

О п и с а н и е. Раковина имеет веретенообразный вид, состоит из 6 оборотов спирали, все обороты покрыты поперечной и спиральной скульптурой. Обороты слабо выпуклые, в верхней части проходит киль. Вверху обороты немного вогнуты; они отделены очень неглубоким швом. Верхняя часть оборота снабжена хорошо развитым валиком. Ниже валика имеются тонкие спиральные ребра, на оборотах спирали неясно выраженные; на последнем обороте, на базальной его части, они хорошо видны. Кроме спиральной скульптуры, на оборотах имеется еще поперечная скульптура, из поперечных валиков, расположенных немного косо по отношению к раковине. Валики эти расположены довольно часто (по 16—18 на каждом обороте), пространства между валиками равны ширине валиков. Имеется глубокий синус.

С р а в н е н и е. Описанный экземпляр отличается от *S. wagneri* G r e g. тем, что он имеет более расставленные и более широкие ребра. Мангышлакский экземпляр, описанный ранее М. В. Баярунасом [1912, стр. 50, табл. III, фиг. 12] как «*Surcula wagneri* (?) G r e g o r i o ничем не отличается от имеющегося в нашем распоряжении экземпляра *Pleurotoma selysii* K o n i n s k.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю (коллекция Е. В. Ливеровской, 1953), Тарла (коллекция В. Н. Винюкова, 1952). Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Pleurotoma selysii* K o n i n s k в Западной Европе известна в верхнеэоценовых и олигоценовых отложениях, а в СССР она встречается в чеганской свите Северного Устьярта, Северного Приаралья и Тургайской впадине.

Pleurotoma sp.

Табл. IV, фиг. 9

О п и с а н и е. В коллекции имеется один экземпляр плохой сохранности. Раковина небольшая, обороты медленно нарастающие, разделенные узким, немного углубленным швом. Около шва проходит полоска, образованная вдавлением ниже шва. Посредине оборота проходит неясный, закругленный киль, который делает оборот ступенчатым. Вся по-

верхность оборотов покрыта очень тонкими спиральными ребрами, которые пересечены s-образными очень тонкими линиями нарастания. Устье обломано.

Местонахождение и возраст. Мангышлак. Северный берег п-ова Тюб-Карагана в 1,5 км к востоку от овра. Колмыш. Нижний олигоцен.

Род *ANTIPLANES* Dall, 1902

Генотип *Pleurotoma perversa* Gabb. Вид ныне обитает у северных берегов Тихого океана.

Antiplanes sp.

Табл. III, фиг. 25

1953. *Antiplanes* sp. Ильина. Моллюски чеганской свиты Сев. чинков Устюрта, табл. VIII, фиг. 6.

Описание. Раковина довольно крупная, состоит из 6 оборотов спирали. Обороты плоские, разделенные линейным швом. Наружная поверхность оборотов покрыта скульптурой, но она настолько повреждена, что о характере ее судить трудно; можно предполагать, что посредине оборота проходит ряд бугорков, как бы образуя неясный киль. На оборотах видны очень тонкие s-образные линии нарастания.

Последний оборот составляет $\frac{1}{3}$ высоты раковины, он оттянут в короткое и широкое устье. Внешняя губа обломана, внутренняя широкая, закрывает столбик.

Размеры. Высота раковины 45,7 мм, диаметр 18,9 мм.

Сравнение. Описанный экземпляр очень сходен с экземпляром, изображенным нами в работе «Моллюски чеганской свиты Северных чинков Устюрта». Но так как экземпляры с Устюрта и Мангышлака плохой сохранности, то они определены только до рода.

Местонахождение и возраст. Северный берег Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от овра. Колмыш. Нижний олигоцен.

Род *SURCULA* Adams, 1853

Генотип *Turricula flammea* Schumacher. Современный вид. Берега Цейлона.

Подрод *Ancistrosyrix* Dall, 1881

Генотип *Candelabrum cathedralis* Dall. Современный вид. Берега Флориды.

Surcula (Ancistrosyrix) mangyschlakensis Ilyina sp. n.

Табл. IV, фиг. 6, 6а

Голотип № 2/398, табл. IV, фиг. 6, хранится в музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Мангышлак. Северный берег п-ова Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от овра. Колмыш. Нижний олигоцен.

В коллекции имеется два экземпляра этого вида.

Описание. Раковина небольшая, высокая, стройная, состоит из 5 оборотов, вершинные обломаны. Обороты разделены линейным

пшвом, сверху и снизу они окаймлены околоповными каемками. Посредине оборота проходит острый, сильно выступающий киль, который делает обороты ступенчатыми. Последний оборот составляет $\frac{1}{3}$ длины раковины; на базальной части последнего оборота имеется семь спиральных ребер неодинаковой величины. Устье узкое и длинное, переходящее в длинный сифональный канал.

Поверхность раковины покрыта очень тонкими линиями нарастания.

Размеры. Высота раковины 26,4 мм, диаметр 11,5 мм.

Сравнение. Наиболее близким видом является *Surcula terebralis* Cossmann et Pissarro [1907—1912, табл. L, фиг. 223 bis 6], отличающаяся как характером последнего оборота, так и присутствием на оборотах продольной скульптуры, которая слабо выражена на мангышлакском экземпляре. Другим близким видом является *Surcula volgeri* Phil., приведенная в работе Н. К. Овечкина [1954, стр. 83, табл. XIII, фиг. 20, 21], но сильно отличается значительно меньшими размерами и более низкой приплюснутой раковиной, тогда как мангышлакские экземпляры имеют очень стройную раковину.

Местонахождение и возраст. Северный берег п-ва Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от овра. Колмыш, кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Род *DRILLIA* Gray, 1838

Генотип *Drillia umbilicata* Gray. Вид обитает в Атлантическом океане, в его тропической зоне.

Подрод *Pseudodrillia* Luković, 1924

Генотип *Drillia aralica* Luković. Олигоцен Приаралья.

Drillia (Pseudodrillia) longa Luković

Табл. IV, фиг. 13—15, 15а, 17, 17а, 18

1924. *Drillia (Pseudodrillia) longa* Luković, Эоценска фауна молусака Аральск. и Челкарского озер и ныен знача, стр. 67, табл. III, фиг. 8, 8а.
 1954. *Drillia longa* Овечкин, Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 84, табл. XIII, фиг. 22—24.
 1955. *Drillia (Pseudodrillia) longa* Ильина, Моллюски палеогена Сев. Устьурта, стр. 80, табл. XXX, фиг. 13.

Описание. В коллекции имеется 5 экземпляров этого вида хорошей сохранности. Все они отвечают тому описанию, которое приведено в работе М. Луковича и нашей.

Размеры. Высота раковины 20 мм, диаметр 8 мм.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Распространение. Вид впервые описан М. Луковичем из палеогена Приаралья. В Северном Устьурте он встречается в средней части чеганской свиты. На Северном Приаралье и в Тургайской впадине известен из низов чеганской свиты.

Drillia cf. *nassoides* К о е н е н

Табл. IV, фиг. 22, 23—27

О п и с а н и е. В коллекции имеется 3 обломанных экземпляра. Раковина маленькая, веретенообразная, состоит из 7 плоско выпуклых оборотов, из которых три приходится на гладкие эмбриональные. Обороты разделены линейным, волнистым швом. Обороты покрыты спиральной и поперечной скульптурой. Спиральная скульптура состоит из трех спиральных полос, расположенных сразу над швом, эти спиральные полосы разделены несколько более широкими промежутками. Поперечная скульптура состоит из грубых s-образно изгибающихся поперечных ребер, по 16 ребер на обороте, причем изогнутость приходится на верхнюю часть оборота, образуя в этом месте ступенчатость. Последний оборот составляет $\frac{2}{3}$ оборота. Базальная часть его покрыта многочисленными продольными ребрами. Устье удлиненное и оттянутое в виде короткого сифонального канала. Внутренняя губа с небольшим мозолистым утолщением, внешняя обломана.

Р а з м е р ы. Длина раковины 8,4 мм, диаметр 8 мм.

С р а в н е н и е. Наиболее близким видом является *Drillia costaria* C o s s m a n n et P i s s a g g o [1807—1863, табл. II, фиг. 225—39], отличающаяся тем, что поперечная скульптура более тонкая, чем у описываемого экземпляра, и спиральные ребра покрывают весь оборот. Наши раковины также напоминают вид *Drillia simplex* C o s s m a n n et P i s s a g g o [1807—1863, табл. III, фиг. 225—40]; отличается последний несколько иным характером поперечной ребристости и менее стройной раковиной.

М е с т о н а х о ж д е н и е и в о з р а с т. Кол. Бурлю (коллекция В. Н. Винюкова, 1952). Нижний олигоцен.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Вид впервые описан Кененом из нижне-олигоценых отложений северной Германии (латторф). На Мангышлаке его присутствие впервые было отмечено М. В. Баярунасом в нижнеолигоценых отложениях Бурлю, Аксенгера, Кыркузяка и Кокчекусу.

Подрод *Tripia* G r e g o r i o, 1890Генотип *Pleurotoma anteatrila* G r e g. Эоцен Италии.*Drillia (Tripia) bajarunasi* I l y i n a sp. n.

Табл. IV, фиг. 12, 12а, 12б, 12в

Голотип № 5/398; табл. IV, фиг. 12 хранится в Музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

В коллекции имеется один экземпляр довольно хорошей сохранности и несколько обломков.

О п и с а н и е. Небольшая, тонкостенная раковина состоит из 5—6 оборотов; имеет веретенообразную форму. Ширина оборотов немного превосходит высоту. Обороты немного выпуклые, ступенчатые. Последний оборот составляет $\frac{1}{3}$ высоты всей раковины; в нижней части он вытянут в сифональную трубку. Шов, отделяющий обороты, нитевидный. Околошовная площадка узкая, слабо вытянутая. Посредине оборота проходит сильно выпуклое ребро, образованное слиянием многочисленных расплывчатых бугорков. Ниже этого располагается тонкое нитевидное ребро. На базальной стороне последнего оборота располагается три тон-

ких округлых ребра, разделенных значительно более широкими промежутками. Устье удлиненное, узкое, расположено под базальной частью последнего оборота. Сифональный канал короткий, немного изогнутый.

Размеры. Высота раковины 13,5 мм, высота последнего оборота 4,5 мм, ширина последнего оборота 5,6 мм.

Сравнение. Описанный вид близок к *Drillia (Tripia) hyparmeces* Co ss m a n n et P i s s a r g o [1907—1913, табл. II, фиг. 225—36] из эоцена Парижского бассейна. Отличаются наши раковины от раковин из Парижского бассейна характером скульптуры, мангышлакские экземпляры обладают более грубой спиральной скульптурой. По форме раковин эти два вида очень близки.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.

Род *BATHYTOMA* Harris et Borrous, 1891

Генотип *Murex cataphractus* Bro s s c h i. Известен из плиоцена Средиземноморья.

Подрод *Bathytoma* s. s.

Bathytoma (Bathytoma) michailensis I l y i n a sp. n.

Табл. IV, фиг. 2, 2а, 2б, 2в, 3

Голотип № 4/398; табл. IV, фиг. 2, хранится в Музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Мангышлак. Нижний олигоцен.

В коллекции имеется три экземпляра хорошей сохранности.

Описание. Небольшая тонкостенная раковина, состоит из 6—7 ступенчатых оборотов. Раковина имеет веретеновидную форму с заостренной вершиной, заканчивающейся 2—3 гладкими эмбриональными оборотами. Ширина оборотов в 2 раза превосходит их высоту. Обороты ступенчатые, посредине оборота проходит закругленный высокий киль, который и придает ступенчатый вид оборотам. Обороты отделены нитевидным швом. Последний оборот самый большой, он составляет $\frac{2}{3}$ высоты раковины, базальная часть его вытянута в сифональную трубку.

Поверхность оборотов раковины покрыта хорошо выраженными поперечными ребрами.

Киль, проходящий посредине раковины, делит обороты на 2 части: верхнюю — наклонную и нижнюю — ступенчатую. Верхняя, плечевая часть оборота около шва несет два ряда бугорчатых ребер, разделенных тонким нитевидным промежутком. Ниже, на вогнутой плечевой части оборота, расположено 4—5 очень тонких нитевидных ребрышка. Ниже киля, на ступенчатой части оборота, расположено расплывчатое бугровидное ребро, ниже которого имеется 4—5 очень тонких нитевидных ребра с более широкими промежутками между ними.

На последнем обороте, также под швом, имеется два ряда бугровидных ребер, разделенных очень тонким нитевидным ребром. Ниже, на вогнутой части оборота, имеется несколько очень тонких ребер. Киль закругленно расплывчатый; на нем ясно видны тонкие линии нарастания. На базальной части оборота располагаются многочисленные продольные ребра, грубые и округлые, между ними помещается по одному более тонкому ребру.

Устье узкое, сверху заострено. Наружная губа тонкая, внутренняя тонкая и прозрачная; через стенку последней видны спиральные ребра последнего оборота.

Размеры. Высота раковины 14 мм, диаметр последнего оборота 4,6 мм, высота последнего оборота 17 мм.

Сравнение. Близким видом является «*Drillia*» *subgranulosa* С o s s m a n n [1889, стр. 279, табл. XI, фиг. 26]. Она отличается главным образом тем, что на оборотах, ниже двух рядов бугорков, нет тонких спиральных линий. По стройности раковины наш вид напоминает «*Pleurotoma*» *nilssoni* С o s s m a n n [1889, стр. 265, табл. IX, фиг. 35], но отличается от последней тем, что скульптура ее оборотов состоит из одного ряда бугорков, проходящих посередине оборота и большим количеством оборотов.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю (коллекция В. Н. Винюкова, 1952). Нижний олигоцен.

Bathytoma (Bathytoma) ligata (E d w a r d s)

1912. *Pleurotoma nodigera* Б а я р у н а с, Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака, стр. 53, табл. 3, фиг. 13.
 1953. *Dolichotoma ligata* О в е ч к и н. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Сев. Приаралья, стр. 83, табл. XIII, фиг. 17, 18.
 1955. *Moniliopsis (Bathytoma) ligata* И л ь и н а. Моллюски палеогена Сев. Устьурта, стр. 82, табл. XXIX, фиг. 12, 12а, 12б.

В коллекции имеется два экземпляра этого вида.

Описание. Раковина небольшая, стройная, состоит из 5 оборотов спирали; вершинные обороты обломаны. Обороты плоские посредине, несколько угловатые, благодаря проходящему здесь бугорчатому ребру. Обороты разделены едва заметным волосковидным швом. Выше шва образуется вдавленность, ограниченная посредине оборота высоким ребром, состоящим из сплошного ряда бугорков. Между рядом бугорков и швом снизу и сверху проходит по одному ясно выраженному ребру. В промежутке между ребром и срединным рядом бугорков расположена довольно широкая вдавленность. Последний оборот небольшой, он заканчивается устьем, которое переходит в удлиненный канал. На основании последнего оборота расположены три ясно выраженных ребра.

Размеры. Высота раковины 12,5 мм, диаметр 6,4 мм.

Сравнение. Близким видом является «*Pleurotoma*» aff. *koninski* N y u s t. [М. В. Баярунас, 1912, стр. 52, табл. III, фиг. 14—15], отличающаяся отсутствием бугорков на киле и спирального ребра между килем и швом.

Местонахождение и возраст. Мангышлак. Кол. Бурлю (коллекция Е. В. Ливеровской, 1953). Нижний олигоцен.

Распространение. Впервые описана из нижнеолигоценовых отложений северной Германии. М. В. Баярунасом встречена в отложениях нижнего олигоцена Кыркузья на Мангышлаке.

Bathytoma (Bathytoma) aff. turbida S o l a n d e r

Табл. IV, фиг. 4, 5

Вид этот описан нами с Северного Устьурта. Экземпляры, встреченные на Мангышлаке, несколько отличаются от устьуртских характером скульптуры. Скульптура оборота мангышлакских экземпляров состоит из спиральных ребер, пересеченных поперечными ребрами, образующими посредине оборота ступенчатость, тогда как эта ступенчатость у устьурт-

ских экземпляров расположена ближе к нижнему шву. В остальном раковины с Устюрта и Мангышлака сходны.

Размеры. Высота раковины 18 мм, диаметр 10,3 мм.

Местонахождение и возраст. Кол. Бурлю. Северный берег Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от ов. Колмыш (коллекция Е. В. Ливеровской, 1952, В. Н. Винюкова, 1953). Нижний олигоцен.

Распространение. *Bathytoma turbida* Soland. известна из нижнего олигоцена северной Германии и среднего олигоцена Бельгии. Она широко распространена в палеогене Северного Приаралья и Тургайской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-Клыч на Аральском море. Ежегодн. Всесоюзн. палеонт. об-ва, т. XI, 1937.

Баярунас М. В. Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака. Зап. Минер. общ., 2 сер., т. XII, 1912.

Вялов О. С. Описание третичных пелеципод из некоторых мест Тургайской области. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. X, IX, № 3, 1930.

Иванова Е. И. О некоторых видах пелеципод верхнего палеогена Таджикской депрессии. Тр. ИГРИ, нов. сер., вып. 12, 1940.

Ильина А. П. Моллюски чеганской свиты северных чинков Устюрта. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 66, 1953.

Ильина А. П. Моллюски палеогена Северного Устюрта. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 89, 1955.

Коробков И. А. Pectinidae Северо-кавказского палеогена. Тр. Геол. службы Грознефти, вып. 9, 1937.

Коробков И. А. О некоторых видах моллюсков из хадумского горизонта окрестностей города Баталпашино. Тр. Геол. службы Грознефти, вып. 9, 1937.

Коробков И. А. Анализ конхилиофауны хадумского горизонта. Тр. ИГРИ. Майкопский сб., 1937.

Коробков И. А. Фауна моллюсков хадумского горизонта. Тр. Геол. службы Грознефти, вып. 9, 1937.

Коробков И. А. Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа. Тр. ИГРИ, сер. А, вып. 113, 1939.

Коробков И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожабберные. Гостоптехиздат, 1954.

Коробков И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие. Гостоптехиздат, 1956.

Ливеровская Е. В. Материалы к восстановлению условий осадконакопления по фауне моллюсков в палеогене Ферганы. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 66, 1953.

Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.

Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака. БМОИП, отд. Геол., т. XXV(4), 1950.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. МОИП, 1953.

Abich H. Beiträge zur Paleontologie des Asiatischen Russland Tertiärversteinerungen aus der Umgebung des Aralsee. Mém. de l'Acad. d. Sci. de St. Peterburg, 1859.

Boussac J. Études Paleontologiques sur le Nummulitique Alpin. Mém. pour servir à l'explication de la Carte Géologique détaillée de la France, 1911.

Cossmann M. Catalogue illustré des coquilles fossiles Éocène des environs de Paris Ann. Soc. roy. Malac. de Belgique 1886—1907.

Cossmann M. et Pissarro G. Iconographie complète des coquilles fossiles de l'éocène des environs de Paris. T. I, II, 1904—1913.

Deshayes G. P. Description des coquilles fossiles des environs de Paris. Vol. I—II, 1824—1837.

Deshayes G. P. Description des animaux sans vertèbres découverts dans le bassin de Paris, pour servir de supplément à la description des coquilles fossiles des environs de Paris. Vol. I—III, 1856—1866.

Goldfuss A. Petrefacta Germaniae, 1826—1840.

Harder P. De oligocaene Lagerbänegenne mskæringen ved Aarhus station. Danmarks geologiske Undersøgelse. Kjøbenhavn, 1913.

- Koenen A. Tertiärversteinerungen aus Russland. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XVII. Protok. 1865.
- Koenen A. Die Fauna der Unteroligocänen Tertiärsch. von Heimstadt bei Braunschweig. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XVII, 1865.
- Koenen A. Ueber die Unteroligocene Tertiär-Fauna vom Aralsee. Bull. Soc. Nat. Mosc., t. XLI, 1868.
- Koenen A. Das norddeutschen Unter-Oligocän und seine Mollusken fauna. Abhandl. geol. Specialcarte Preuss. und Thüring. Bd. X, 1880—1894.
- Лукович М. Еоценска фауна молусака из области између Аралског и Чедкарског езера и њен значај. Споменик Српске Краљевске Академије. XIII. Први разред 12. Београд, 1924.
- Nyst P. H. Description des coquilles et des polypiéres fossiles des Terrains tertiaires de Belgique. Acad. R. de Bruxelles Mémoires, v. XVII, 1843.
- Sowerby J. The Mineral Conchology of Great Britain, vol. I—VII, 1812—1845.
-

Палеонтологический сборник, 2

А. П. ИЛЬИНА

**НЕКОТОРЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ МОЛЛЮСКИ
ЗАПАДНОГО ПРИАРАЛЬЯ**

В данной статье описывается небольшая коллекция моллюсков, собранная Ф. К. Коришевым в 1951 г. в обрывах на северо-западном берегу Аральского моря, в урочище Кара-тамак и южнее в районе колодцев Кынтыкче. В коллекции присутствуют многочисленные створки *Corbula helmerseni* Mikhail., а также пеллециподы родов *Cardium* и *Isocardia* и пресноводные гастроподы родов *Viviparus* и *Bithium*. Все описываемые в данной статье раковины моллюсков происходят из слоев, отнесенных Ф. К. Коришевым к аральскому «ярусу», для которого вид *Cordula helmerseni* Mikhail., как известно, является руководящей формой. При этом, по данным Ф. К. Коришева, названная *Cordula* и гастроподы происходят из более высоких слоев, представленных серыми глинами и плитчатым песчаником, тогда как *Cardium* и *Isocardia* происходят из несколько более низких слоев, представленных песками с прослоем мергеля.*

С того времени, как Г. П. Михайловский в 1909 г. впервые выделил приаральские слои с *Cordula* в аральский «ярус», эти отложения в той или иной мере затрагивались рядом авторов, по-разному трактовавших их возраст. Обстоятельное описание их дано в монографии А. Л. Яншина (1953), который рассматривает их как свиту и относит к нижнему миоцену. Описание некоторых моллюсков из этих отложений имеется в работах Г. П. Гельмерсена (1844), Г. П. Михайловского (1912) и Л. Б. Рухина (1935).

Описываемая коллекция хранится в музее ВНИГРИ под № 479.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ
ТИП MOLLUSCA
КЛАСС BIVALVIA
СЕМЕЙСТВО CARDIIDAE

Род *CARDIUM* Linnaeus, 1758

Подрод *Cerastoderma* Mörch, 1853

Cardium (Cerastoderma) helmerseni Ilyina sp. n.

Табл. I, фиг. 1—9

1844. *Cardium* sp. Helmersen, Ueber die Geogn. des Usturt und Aralsee, стр. 9, табл. I, фиг. 6a, 6b.

Голотип № 1/479 табл. I, фиг. 1, хранится в музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Кара-тамак. В коллекции имеется до 20 правых и левых створок этого вида хорошей сохранности.

* В опубликованной в 1958 г. статье Р. Г. Гарецкого, Р. Л. Мерклиной и А. Л. Яншина [Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (6)] ниже слоев с *Corbula helmerseni* Mikhail. (аральской свиты) выделены слои с морской фауной, отнесенные к верхнему олигоцену. По-видимому, описанные здесь виды *Cardium* и *Isocardia* и происходят из этих слоев.

О п и с а н и е. Раковина от небольших до крупных размеров, округло-четыреугольной формы, выпуклая. Замочный край прямой. Задний край слабо притуплен, передний широко закруглен. Макушки широкие, тупые, срединные.

Наружная поверхность покрыта 25—28 радиальными ребрами, разделенными глубокими и более узкими, чем ребра, промежутками. Ребра на всех почти экземплярах ободраны, там же, где они сохранились, на небольших участках, они крышеобразные. Задние ребра всегда менее развиты, чем передние. Число задних ребер достигает 6—8. Ребра пересечены очень тонкими линиями нарастания. Замок левой створки состоит из двух небольших кардинальных зубов, передний уплощенный, слабо наклоненный, задний более тонкий, расположен под углом к переднему зубу. По бокам кардинальных зубов, на значительном расстоянии от них, располагаются передний и задний боковые зубы. На их несколько уплощенных концах, расположенных над мускульными отпечатками, наблюдаются вдавленности для вмещения бугровидных выростов боковых зубов другой створки. На переднем зубе такая вдавленность имеет вид довольно глубокой ямки. На заднем зубе вдавленность меньше.

На правой створке наблюдаются два подобных же кардинальных зуба и хорошо развитые боковые зубы. Передние боковые зубы парные; передний, расположенный ближе к макушке, короткий, в задней части замка имеется только один большой довольно длинный боковой зуб.

Мускульные отпечатки хорошо выражены, неправильно овальные, передний более ясно выражен, чем задний.

Мантийная линия слабо выражена. Внутренний край раковины сильно зазубрен. Следы ребер заметны на крае средней части внутренней поверхности раковины.

Р а з м е р ы, мм:

Экземпляры	Количество ребер	Длина	Ширина	Выпуклость одной створки
1	26	50	55	21,8
2	27	54	56,2	21
3	27	38,2	43,2	14,1
4	28	35,8	36	14
5	24	33,8	36,5	14,5
6	28	32,5	31,5	12,1
7	28	26,8	26,5	9,8

С р а в н е н и е. Все раковины имеют хорошую сохранность. Они очень напоминают створки современного вида *Cardium edule* L., что в свое время и отмечал Г. П. Гельмерсен.

Отличается описанный вид от *Cardium edule* L. главным образом значительно большими размерами и большим количеством радиальных ребер — до 28, тогда как у *Cardium edule* L. их до 22.

По характеру замка и внутреннему строению, близким видом к описанному является *Cardium parkinsoni* N y s t. (1843, стр. 186, табл. XIV, фиг. 2а, в), описанный из песчаного мергеля «Anvers» Англии. Отличается последний значительно большим количеством (до 40 радиальных) ребер на поверхности и иными очертаниями раковины.

Г. П. Гельмерсен впервые в 1844 г. (стр. 9, табл. 1, фиг. 6а, 6в) изобразил и описал вид, близкий, как он отметил, к *Cardium edule*.

После Г. П. Гельмерсена неоднократно упоминается этот вид, но он нигде не описан. Поэтому мы считаем правильным назвать его именем Гельмерсена.

Местонахождение. Западное побережье Аральского моря. Урочище Кара-тамак и южнее от кол. Кинтыкче до мыса Дуан.

СЕМЕЙСТВО ISOCARDIIDAE

Род *ISOCARDIA* Lamarck, 1799

Isocardia kumsuatense Ilyina sp. n.

Табл. II, фиг. 14, 14а, 15

Голотип № 3/479, табл. II, фиг. 14, хранится в музее нефтяной геологии ВНИГРИ. Урочище Кара-тамак.

В коллекции имеются два экземпляра поврежденных левых створок.

Описание. Раковина средних размеров, овально-яйцевидная; передний край закругленный, задний, судя по начальной раковине, притуплен. Замочный край слабо закруглен, нижний край в виде правильной дуги. Макушка небольшая, заостренная, сильно загнута вперед и немного возвышается над замочным краем.

Замочный край левой створки довольно узкий, плавно изогнут дугой. На левой створке два узких параллельных кардинальных зуба, расположенных друг над другом, между которыми помещается узкая длинная ямка для зуба правой створки. Под вторым, нижним кардинальным зубом также находится маленькая глубокая ямка для зуба правой створки. Характер зубов правой створки неизвестен.

Тонкие линии нарастания покрывают всю поверхность раковины.

Размеры. Высота 31,1 мм, длина 36 мм, выпуклость 12,1 мм.

Сравнение. Наиболее близким видом к описанному является *Isocardia cocaenica* Rainc., изображенная у Cossmann et Pissarro (1896, табл. XVI, фиг. 67—1). Последняя отличается от описанной значительно меньшими размерами, более массивными макушками, менее мощными зубами. По характеру замка описанные экземпляры близки также к виду *Isocardia transversa* Nust (1843, стр. 201, табл. XVI, фиг. 3), но в остальном эти два вида мало сходны.

Несомненно близкой является *Isocardia* sp., описанная из олигоцена Ергеней Е. В. Ливеровской (1939, стр. 156, табл. II, фиг. 3). Характер замка и расположение макушки очень сходны, но экземпляр из Ергеней больших размеров, чем наш, и обладает менее сдвинутыми вперед макушками с более центральным расположением. Плохая сохранность *Isocardia* из Ергеней не дает основания сравнить их более детально.

Местонахождение. Район колодца Кинтыкче (коллекция Ф. К. Коряшева, 1951). Найдены в светлых кварцевых песках совместно с *Cardium helmerseni* Ilyina sp. n.

СЕМЕЙСТВО CORBULIDAE

Род *CORBULA* Lamarck 1841

Corbula helmerseni Mikhailovsky

Табл. II, фиг. 1—13

1848. *Corbula* sp. n. Helmersen. Ueber die Geogn. des Usturt und Aralsee, стр. 8—9, табл. I, фиг. 5а, 5в.

1912. *Corbula helmerseni* Михайловский, О некоторых новых или редких раковинах третичных отложений сев. побережья Аральского моря, стр. 136—138, табл. I, фиг. 9—18.

1934. *Corbula helmersenii* Р у х и н. Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из Приаральского палеогена, стр. 46, табл. II, фиг. 7а, 7б, 7с, 7д.
 1934. *Corbula helmersenii* var. *rotundata* Р у х и н. Там же, стр. 48, табл. II, фиг. 8а, 8б, 8с.
 1934. *Corbula michailowskii* Р у х и н. Там же, стр. 48, табл. II, фиг. 9а, 9б, 9с, 10а, 10б, 10с.

В коллекции имеется большое количество отдельных створок раковин этого вида и один двустворчатый экземпляр.

Из имеющегося материала видно, как сильно варьирует этот вид, как в отношении размеров, так и в неравностворчатости и несимметричности раковины.

О п и с а н и е. Раковины неравностворчатые и несимметричные. Очертания раковин этого вида весьма изменчивы; от округлых до удлинненно-треугольных. Макушки почти центральные, загнутые внутрь. Позади макушки расположен широкий и длинный щиток, хорошо очерченный. Впереди макушки расположена узкая вогнутая и слабо выраженная лунка. Поверхность раковины покрыта очень тонкими правильными линиями нарастания, переходящими на щиток под прямым углом. Линии нарастания прерываются грубыми складками прерыва роста.

Замок правой створки состоит из массивного треугольного кардинального зуба, ограниченного с двух сторон ямками. С задней стороны ямка глубокая, треугольная, начинающаяся непосредственно под макушкой; она ограничена замочным краем. С передней стороны ямка более узкая и менее глубокая, расположена между кардинальным зубом и передней частью замочного края.

На замочном крае с внутренней стороны видны продольные углубления для помещения замочного края левой створки.

В левой створке кардинальный зуб с ложечкой для связи. Продольная борозда, проходящая вдоль ложечки, подразделяет ее на две части, из которых задняя более выпуклая и имеет немного большую длину, чем передняя. Спереди ложечка ограничена глубокой треугольной ямкой, которая, в свою очередь, ограничена с противоположной стороны редуцированным вторым кардинальным зубом, представляющим лишь незначительно выдающуюся и утонченную часть замочного края. Латеральные зубы отсутствуют. Мускульные отпечатки значительно вдавлены и равновелики; переднее, овальной формы, вытянуто по направлению переднезамочного края, заднее неправильно-округлой формы.

Мантийная линия хорошо выражена, в задней части она образует слабо выраженный синус. Все экземпляры *Corbula* имеют сильно потерянные макушки.

Р а з м е р ы в м м:

Створки раковин	Длина	Высота	Выпуклость одной створки
Правая	19,8	16	6,7
»	19,8	16,1	5,2
»	14,5	11	3,9
Левая	22	17,8	7
»	18	13,5	5,5
»	15	11	4
Двустворчатый } правая	18,5	15,5	5,3
экземпляр } левая	18,5	14,1	5,7
			11

С р а в н е н и е. Изученный вид впервые был описан Г. П. Гельмерсеном (1848) как *Corbula* sp. n.

В 1912 г. Г. П. Михайловский описал его под именем *Corbula helmerseni*, приведя для него описание на немецком языке, данное Г. П. Гельмерсеном.

В 1934 г. Л. Б. Рухин считал возможным выделить для *Corbula helmerseni* Mikhail. разновидность, которую он описал как *C. helmerseni* Mikhail. var. *rotundata* R u s h. Кроме того, из тех же самых слоев с *C. helmerseni* Mikhail. он описал новый вид *C. michailowskii* R u s h. По нашему мнению, выделенная разновидность *C. helmerseni* var. *rotundata* R u s h. представляет собой тот же вид *C. helmerseni* Mikhail. Отличия, приведенные Л. Б. Рухиным — большая удлиненность створки, большая прямизна задней половины замочного края и т. п. — укладываются в пределах индивидуальной изменчивости вида. Новый вид *Corbula michailowskii* R u s h., установленный Л. Б. Рухиным, отличается своими округло-треугольными очертаниями и почти симметричной формой. Однако необходимо отметить, что изображенные и описанные в работе Л. Б. Рухина экземпляры *Corbula michailowskii* R u s h. не всегда отличаются симметричностью раковины, как видно на таблицах, приведенных в этой работе.

Правые створки правильно симметричные (табл. II, фиг. 10а, 10б), а левые (табл. II, фиг. 10с) удлиненные и, видимо, ничем не отличаются от вида *Corbula helmerseni* Mikhail. К сожалению, коллекции раковин, описанных Л. Б. Рухиным, разыскать не удалось, судя же по изображениям, это все один вид *C. helmerseni* Mikhail., сильно варьирующий.

Г. П. Михайловский в 1912 г. (стр. 138) отметил, что ни один европейский третичный вид не похож на аральский, и только американская нижнемiocеновая *Corbula idonea* Dall (Dall, стр. 279, табл. LXVII, фиг. 1—3) из солоноватоводных осадков Орегона очень напоминает *C. helmerseni* Mikhail. Просмотрев изображенные *C. idonea* у Долла, мы находим, что действительно этот вид ближе всего стоит к описанному, так как имеет те же очертания раковины, характер зубного аппарата и расположение макушки. Л. Б. Рухин (1934, стр. 48) отмечает, что *Corbula henckeli* N y s t, изображенная у Кенена (1894, стр. 1302, табл. 91, фиг. 6), сходна по характеру замка, но отличается как общими очертаниями раковины, так и большей шириной замочного края. Действительно, *Corbula henckeli* N y s t, изображенная у Кенена (1894, стр. 1302, фиг. 6), сходна с изображенными здесь экземплярами *Corbula helmerseni* Mikhail., остальные же изображения этого вида (1894, стр. 1302, фиг. 1—5) не сходны с нашими.

Место нахождения. Западное побережье Аральского моря. Урочище Кара-тамак и район кол. Кинтыкче. Аральский ярус.

Распространение. *Corbula helmerseni* Mikhail. широко распространенный вид в Приаралье.

КЛАСС GASTROPODA

СЕМЕЙСТВО VIVIPARIDAE

Род *VIVIPARUS* M o n f o r t, 1810

Viviparus aralensis I l y i n a sp. n.

Табл. II, фиг. 18—21

Голотип № 4/479 табл. II, фиг. 21, хранится во ВНИГРИ. Восточный чинк Устюрта. Район колодца Кинтыкче. Аральский ярус.

В коллекции имеется более 10 экземпляров хорошей сохранности и большое количество раковин заключено в породе.

Описание. Раковины очень маленькие, конические, состоят из 3—4 оборотов спирали. Последний оборот относительно большой, он составляет $\frac{3}{4}$ высоты раковины. Обороты охватывающие, цилиндрические, быстро нарастающие. Шов углубленный, широкий. Устье цельнокрайнее, округло-овальное, позади угловатое. Пупок открытый, углубленный. Раковина гладкая.

Размеры. Высота — 2,5 мм, ширина — 1,7 мм.

Сравнение. Наиболее близким видом является «*Paludina*» *pira* Nyst (1843, стр. 405, табл. XXXVII, фиг. 13а, г), описанная из нижнетретичных отложений Бельгии. Отличается наш вид от «*Paludina*» *pira* более плоскими, цилиндрическими оборотами, более углубленным швом и удлинено-овальной формой устья, тогда как у «*Paludina*» *pira* устье имеет почти округлые очертания.

Местонахождение. Западное побережье Аральского моря. Район колодца Кинтыкче. Аральский ярус. Пески с конкрециями мергеля, переполненные гастроподами из родов *Viviparus* и *Bithynia*.

СЕМЕЙСТВО HYDROBIDAE

Род *BITHYNIA* Leach, 1818

Bithynia aralense Ilyina sp. n.

Табл. II, фиг. 16, 16а, 17, 17а

Голотип № 5/479, табл. II, фиг. 16, хранится во ВНИГРИ. Западное побережье Аральского моря. Район колодца Кинтыкче. Аральский ярус.

Описание. Раковины маленькие, короткие, конусообразные, довольно толстостенные, состоящие из пяти выпуклых оборотов, разделенных примыкающим швом. Последний оборот сильно вздут. Наружная поверхность покрыта слабыми следами нарастания. Устье широкое яйцевидное, вверху слабо заостренное, внизу закругленное. Внутренняя губа со слабым мозолистым утолщением. Пупковая щель узкая.

Размеры. Высота — 10,8 мм, ширина — 8,2 мм.

Сравнение. *Bithynia oxyspira* Boissy (1907—1913. Cossmann et Pissarro, табл. XIV, фиг. 91—3), близка к описанному виду, но отличается неуглубленным швом и менее выпуклым последним оборотом.

Местонахождение. Западное побережье Аральского моря. Район колодца Кинтыкче. Пески с конкрециями мергеля, переполненные гастроподами из родов *Bithynia* и *Viviparus*, Аральский ярус.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксыкляч на Аральском море. Ежег. Всеросс. палеонтол. об-ва, т. XI, (1934—1935), Л., 1937.

Ливеровская Е. В. Фауна моллюсков верхнего майкопа Северного Кавказа. Сб. «Исслед. майкоп. свиты на Сев. Кавказе». Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, вып. 104, 1938.

Михайловский Г. П. О некоторых новых или редких раковинах из третичных отложений Северного побережья Аральского моря. Протоколы Об-ва естествоиспыт. при Юрьев. ун-те, т. XXI, вып. 1—2, 1912.

Рухин Л. Б. Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из Приаральского палеогена. Учен. зап. ЛГУ, т. I, сер. геол.-почв. геогр., вып. I. Земная кора, 1935.

Я н ш и н А. Л. Геология Северного Приаралья. Московское об-во испыт. природы, 1953.

C o s s m a n n M. et P i s s a r r o G. Iconographie complète des coquilles fossiles de l'Éocène des environs de Paris, t. 1, 1904.

D a l l W. H. The Relations of the Miocene of Maryland to that of other Regions and to the Recent Fauna. Maryland Geolog. Surv. Syst. Paleontol. 1904.

G l i b e r t M. Fauna malacologique du miocene de la Belgique. Pelecypodes Min. Mus. Hist. Natur. Belgique. N 103, 1945.

H e l m e r s e n G. P. Ueber die geognostische Beschaffenheit des Ustürts und insbesondere dessen östlichen Abfalles zum Aral-See. Bull. phys.-math. Acad. Sci. St. — Petersb., t. IV. N 1—2 (N 73—74), 1845.

K o e n e n A. Das norddeutschen Unter Oligocön und seine Molluskenfauna. Leif. I—VII. Abh. Geol. Spec. — Karte von Preuss. u Thüringisch. Staaten, 1894.

N y s t P. H. Description des coquilles et des polypiérs fossiles des Terrains tertiaires de la Belegique. Mém. Acad. Sci. Bruxelles, t. XVI, 1843.

Палеонтологический сборник, 2

А. П. ИЛЬИНА

**МОЛЛЮСКИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
КОРЯКСКОГО ХРЕБТА**

В настоящей заметке описывается фауна олигоценовых и верхнемиоценовых отложений, собранная в юго-восточной части Корякского хребта геологами Всесоюзного арктического института А. Е. Светловским и Д. М. Колосовым. Сборы произведены были в двух пунктах: в районе мыса Опухинского и в районе р. Апуки. Краткие сведения о третичных отложениях были опубликованы в отчете И. Г. Николаева (1938), где отложения юго-восточного склона Корякского хребта расчленены на следующие стратиграфические группы (снизу вверх):

- 1) ильпийская песчано-сланцевая формация;
- 2) вулканогенная формация;
- 3) укелатская конгломерато-песчаниковая формация;
- 4) пекасская свита;
- 5) алиноямская свита;
- 6) комеутиямская свита;
- 7) четвертичные отложения (ледниковые и аллювиальные).

Находка фауны в первом пункте приурочена, по И. Г. Николаеву, к укелатской, во втором — к комеутиямской свитам.

В первом пункте Д. М. Колосовым был собран небольшой палеонтологический материал. Сборы, по указанию этого геолога, производились из сланцевой толщи, стратиграфическое положение которой в данном пункте осталось невыясненным. Эта толща представлена черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, сильно разбитыми кливажем, в которых иногда встречаются мелкие гальки кремнистого песчаника и мелкие гнезда пирита. Отсюда нами определены следующие виды моллюсков: *Arca (Barbatia) sp.*, *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t., *Th. opuchensis* sp. n., *Th. cf. clarki* L. K r i s h t., *Nemocardium* sp., *Mya opuchensis* sp. n., *Natica* sp., *Turritella* sp.

Другим пунктом сбора фауны является район р. Апуки, где А. Е. Светловским в рыхлых или слабо сцементированных осадках типа «аллювиальных» была собрана следующая фауна: *Nucula cf. psjakauphen-sis* K h o m., *Yoldia* sp., *Laevicardium cf. decoratum* G r e w., *Mac-tra (Spisula) polynyma* S t i m p s., *Mya (Mya) arenaria* L. var. *truncata* L., *Mya apukensis* sp. n., *Buccinum cf. saundersi* M a r t., *Turritella* sp., *Polinices (Euspira) galianoi* D a l l.

Наиболее изученным разрезом третичных отложений Дальнего Востока в настоящее время является разрез Тигильского района западного побережья Камчатки. При определении фауны с мыса Опухинского и р. Апуки все стратиграфические построения сделаны автором на основании сопоставления с этим районом.

Вся фауна с мыса Опухинского почти сплошь состоит из мелких раковин *Thyasira*, близких к *Th. pervulgata* L. K r i s h t., которые распространены в Тигильском районе Западной Камчатки в верхах тигильской и ковачинской свит. Остальная фауна представлена единичными экземплярами плохой сохранности, которые не дают никакого основания для параллелизации.

Таким образом, отложения мыса Опухинского стоят ближе всего к палеогеновым отложениям Тигильского района, а именно: к верхам тигильской и ковачинской свит, в которых известны подобные же мелкие *Thyasira*. Указанные отложения Тигильского района по возрасту в настоящее время могут быть отнесены к олигоцену. Следовательно, к олигоцену скорее всего могут быть отнесены и отложения мыса Опухинского. Однако этот вывод, вследствие малого количества определенных видов, нельзя еще считать доказанным.

Во втором местонахождении преобладающими по количеству экземпляров являются *Laevicardium (Cerastoderma) cf. decoratum* G r e w. и *Polinices (Euspira) galianoi* D a l l, распространенные от миоцена до ныне. На Камчатке они известны в низах кавранской свиты. Такое же вертикальное распространение имеют *Mactra (Spisula) polynyma* S t i m p. и *Mya arenaria* var. *truncata* L., *Nuculana psjakauphensis* K h o m. на Камчатке известна в ваямпольской свите, на Сахалине — в миоценовых свитах. *Buccinum saundersi* M a r t. известен из неогена Калифорнии без более точного указания возраста.

Таким образом, большинство видов, определенных для района р. Апуки, свойственны низам кавранской свиты Тигильского района. Возраст низов кавранской свиты в настоящее время устанавливается как верхний миоцен, а не плиоцен, как определял его ранее В. С. Слодкевич (1938). Отсюда наиболее вероятным возрастом отложений района р. Апуки следует считать верхний миоцен.

Описание видов дается сначала для района мыса Опухинского, а потом для района р. Апуки. Фауна первого местонахождения (олигоцен) изображена на табл. I, фауна второго (миоцен) на табл. II.

ОПИСАНИЕ ФАУНЫ С МЫСА ОПУХИНСКОГО

ТИП MOLLUSCA

КЛАСС BIVALVIA

СЕМЕЙСТВО ARCIDAE

Род *ARCA* L i n n a e u s, 1768

Arca (Barbatia) sp.

Табл. I, фиг. 1а, 1б

В коллекции имеется одно ядро с небольшим участком раковины на нем.

Раковина маленькая, вытянутая в длину. Передний и задний концы несколько закруглены. Макушки почти центральные, несколько выдаются над замочным краем. На сохранившемся участке раковины хорошо видны радиальные широкие, слабо выступающие ребра с ясно выраженными чешуйками. Ребра разделены очень узкими промежутками.

Размеры: длина 15 мм, высота 9 мм.

Сколько-нибудь близких видов в известной автору литературе не было обнаружено.

СЕМЕЙСТВО THYASIRIDAE

Род *THYASIRA* Leach in Lamarck, 1818

Thyasira pervulgata L. Krish to f o v i c h

Табл. I, фиг. 2, 3

1936. *Thyasira pervulgata* К р и ш т о ф о в и ч, Раковины из группы *Thyasira bisecta*, стр. 45—47, табл. VI, фиг. 4—5.
 1938. *Thyasira pervulgata* С л о д к е в и ч, Пелециподы Дальнего Востока, стр. 350—351, табл. LXXI, фиг. 1, 2.

В коллекции имеется большое количество экземпляров неполной сохранности. Они представляют раковины небольших и средних размеров, очертания и степень вздутости которых очень варьируют, хотя очертания раковины всегда остаются угловатыми. Переднеспинное поле всегда широкое и хорошо очерчено двумя продольными узкими бороздами.

Размеры: длина 31 мм, высота 25,5 мм.

Отличается от всех известных мелких видов *Thyasira* более широким переднеспинным полем.

Распространение. *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t. распространена в верхах тигильской и ковчинской свит (палеоген) на западном побережье Камчатки.

Thyasira opuchensis I l y i n a sp. n.

Табл. I, фиг. 4—8

Голотип № 61/6211; табл. I, фиг. 5, хранится в Центральном геологическом музее им. Ф. Н. Чернышова в Ленинграде. Найден у мыса Опухинского на побережье Берингова моря. Укелатская формация (олигоцен).

Раковина маленьких или средних размеров, выпуклая, округло-четырёхугольного очертания. Макушки маленькие, загнутые вперед. Переднеспинное поле небольшое, ограниченное двумя продольными бороздами.

Наружная поверхность раковины с многочисленными концентрическими линиями нарастания.

Размеры: длина 16,5 мм, высота 16 мм, выпуклость 10 мм.

Сравнение. Наиболее близким видом является вышеописанная *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t. Отличия ее от данного вида: более угловатые очертания раковины с большей высотой, чем длиной, тогда как у *Th. opuchensis* sp. n. наблюдается обратное. Другим близким видом является *Th. clarki* L. K r i s h t. (см. ниже), которая отличается в основном большими размерами раковины и относительно более длинным прямым переднеспинным краем.

Thyasira cf. clarki L. K r i s h t o f o v i c h

Табл. I, фиг. 9, 10

1936. *Thyasira clarki* К р и ш т о ф о в и ч, Раковины из группы *Thyasira bisecta*, стр. 39—40, табл. II, фиг. 2.
 1938. *Thyasira clarki* С л о д к е в и ч, Пелециподы Дальнего Востока, стр. 348, табл. LXVIII, фиг. 3—5.

В коллекции имеется несколько ядер, все они немного меньших размеров, чем экземпляры, описанные в литературе.

Размеры: длина — 29 мм, высота — 26,6 мм, выпуклость — 13,3 мм.

Сравнение. Отличается от всех известных *Thyasira* квадратными очертаниями раковины и прямым длинным переднеспинным краем.

Распространение. На Камчатке в ковачинской свите; верхний олигоцен; на Аляске в верхнеолигоценных свитах поуль и якатага.

СЕМЕЙСТВО CARDIIDAE

Род *NEMOCARDIUM* M e e k, 1876

Nemocardium sp.

Табл. I, фиг. 12

Отпечаток части спинной площадки с характерной для этого рода скульптурой.

СЕМЕЙСТВО MYIDAE

Род *MYA* L i n n a e u s, 1758

Mya opuchensis I l y i n a sp. n.

Табл. I, фиг. 11

Голотип № 84/6211, табл. I, фиг. 11, хранится в Центральном геологическом музее им. Ф. Н. Чернышова в Ленинграде. Мыс Опухинский. Коряцкий район. Укелатская формация (олигоцен).

Одно ядро с частично сохранившейся раковиной.

Раковина маленькая, с закругленным передним и суженным задним концами. Макушка невысокая, выдающаяся над замочным краем, немного смещенная к переднему концу. От макушки к переднему краю протягивается слабо выраженный киль. Вся поверхность раковины покрыта тонкими концентрическими линиями нарастания.

Размеры. Длина 24 мм, высота — 16,5 мм, выпуклость — 9 мм.

Сравнение. От всех известных в литературе видов отличается значительно меньшими размерами и несколько иными очертаниями раковин.

КЛАСС GASTROPODA

СЕМЕЙСТВО NATICIDAE

Род *NATICA* S c o p o l i, 1777

Natica sp.

Табл. I, фиг. 15

В коллекции имеется одно ядро. Экземпляр вздутый, с большим последним оборотом, составляющим почти всю раковину; только небольшой завиток слабо возвышается над ним. Верхняя часть оборота закругленная; базальная — выпуклая. Характер пупка и устья на имеющихся экземплярах не выявлен ввиду плохой сохранности экземпляра.

Наиболее близким видом к описанному является *Natica clausa* B r o d. et S o w. (стр. 53—54, табл. VI, фиг. 4, 5).

СЕМЕЙСТВО TURRITELLIDAE

Turritella (?) sp.

Табл. I, фиг. 14

Одно обломанное ядро, которое по характеру оборотов скорее всего относится к роду *Turritella*.

ОПИСАНИЕ ФАУНЫ С РЕКИ АПУКИ

КЛАСС BIVALVIA

СЕМЕЙСТВО NUCULIDAE

Род *NUCULA* Lamarck, 1799*Nucula psjakauphensis* Хоменко

Табл. II, фиг. 3

1934. *Nucula psjakauphensis* Хоменко, Стратиграфия третичных слоев юго-западного побережья полуострова Шмидта, стр. 40, табл. X, фиг. 9.

В коллекции имеется несколько створок, заключенных в породу, благодаря чему видна только внутренняя часть створки. По общему очертанию, положению макушек и характеру выпуклости, изображенный экземпляр, скорее всего, относится к виду *N. psjakauphensis* Хоменко.

Близкий вид *Nucula washingtonensis* Weaver из нижнего миоцена Вашингтона (12, p. 34, pl. III, fig. 27—29) в основном отличается значительно более вздутой раковиной.

Распространение. Описана И. П. Хоменко с полуострова Шмидта (Северный Сахалин) из маямрафской свиты (верхний миоцен, по И. П. Хоменко). На Камчатке известна в ваямпольской свите (миоцен).

СЕМЕЙСТВО NUCULANIDAE

Род *YOLDIA* Möller, 1842*Yoldia* sp.

Табл. II, фиг. 7

В коллекции имеется один обломанный экземпляр с частично сохранившейся раковиной.

Переднеспинный край длинный, слегка выпуклый, плавно переходит в выпуклый передний край, который, в свою очередь, также плавно переходит в нижний край. Задний конец обломан. Макушки маленькие, обращенные к заднему концу. Скульптура наружной поверхности состоит только из тонких концентрических линий нарастания. Остальные признаки не сохранились.

Наиболее близким видом к описанному является *Yoldia chojensis* Simonova из уранайской и рыхлой свит Сахалина. Плохая сохранность имеющегося экземпляра не позволяет произвести детального сравнения.

СЕМЕЙСТВО CARDIIDAE

Род *LAEVICARDIUM* Swaisson, 1840*Laevicardium* cf. *decoratum* Grewingk

Табл. II, фиг. 1, 2а, 2б

1850. *Cardium decoratum* Grewingk. Beitr. zur Kenntn. etc. стр. 274, табл. IV, фиг. 3а, д.

Раковина от небольших до средних размеров, округленного очертания, от вздутой до умеренно выпуклой. Передний конец оттянут вперед, закругленный, задний несколько усечен. Макушки широкие, выдаются над замочным краем. Наружная поверхность украшена 30—36 радиальными ребрами. Характер ребер неизвестен, так как все имеющиеся экземпляры сильно потерты. Ребра пересечены многочисленными линиями нарастания и несколькими линиями перерыва роста.

Размеры. Длина 37 мм, высота 37,5 мм, выпуклость 23,5 мм.

Сравнение. К описанному виду, вероятно, следует отнести и экземпляр *Cardium decoratum* Grew., описанный И. П. Хоменко с побережья залива Корфа (1934; стр. 14, табл. IV, фиг. 4). Однако плохая сохранность этого экземпляра не позволяет сделать определенные выводы.

Распространение. На Камчатке в ваямпольской и кавранской свитах (миоцен). На Сахалине в рыхлой свите (миоцен).

СЕМЕЙСТВО MACTRIDAE

Род *MACTRA* Linnaeus, 1767Подрод *Spisula* Gray, 1837*Mastra (Spisula) polynyma* Stimpson

Табл. II, фиг. 5

1938. *Mastra (Spisula) polynyma* Сл од к е в и ч. Третичные пелециподы Дальнего Востока, стр. 485—489, табл. VI, фиг. 4, 5, табл. VII, фиг. 1 (см. синонимы).

Распространение. На Камчатке вид известен в ваямпольской и кавранской свитах (миоцен — плиоцен). На Сахалине в нутовской, наднутовской и эхабинской свитах (плиоцен). В миоцене и плиоцене Японии и Калифорнии.

Современные представители обитают в Японском, Охотском и Беринговом морях.

СЕМЕЙСТВО MYIDAE

Род *MYA* Linnaeus, 1758Подрод *Mya* s. s.*Mya (Mya) arenaria* L. var. *truncata* L.

Табл. II, фиг. 6

1938. *Mya (Mya) arenaria* var. *truncata* Сл од к е в и ч. Третичные пелециподы Дальнего Востока, стр. 502—503, табл. CIII, фиг. 3—5а (см. синонимы там же).

Распространение. На Камчатке в верхнем отделе ваямпольской и кавранской свитах (миоцен, плиоцен). На Сахалине в мачи-

гарской, помырской и низах рыхлой свит (миоцен, плиоцен). В Калифорнии и на Аляске в миоцене и плиоцене. Ныне обитает в северных частях Тихого и Атлантического океанов.

Mya apukensis I l y i n a sp. n.

Табл. II, фиг. 4

Голотип № 130/6211 (табл. II, фиг. 4) хранится в Центральном геологическом музее им. Ф. Н. Чернышова в Ленинграде. Река Алука, впадающая в Берингово море у мыса Олюторского. Комеутиямская свита.

В коллекции имеется одно ядро с частично сохранившейся раковиной. Раковина массивная, удлинненно-овального очертания, с закругленными передним и задним концами. Макушки маленькие, немного смещенные к переднему концу. От макушки к переднему концу проходит слабо выраженный киль.

Р а з м е р ы: длина 11,3 мм, высота 9 мм, выпуклость — 6,8 мм. Из близких видов можно отметить только вышеописанную *Mya opruchen-sis* sp. n., см. табл. I, фиг. 11, отличающуюся в основном более суженным задним концом раковины.

КЛАСС GASTROPODA

СЕМЕЙСТВО BUCCINIDAE

Род *BUCCINUM* L i n n a e u s, 1758

Buccinum cf. *saundersi* M a r t i n

Табл. II, фиг. 8a, 8б

1914. *Buccinum saundersi* M a r t i n, Description of new Species of Fossil Mollusca etc., p. 183, pl. 21, fig. 5.

В коллекции имеется одно ядро с обломанными начальными оборотами. Раковина средних размеров, обороты вздутые, последний оборот большой. Шов углубленный, устье полукруглое, сифональный канал короткий.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Впервые описана из верхнего неогена Калифорнии.

СЕМЕЙСТВО NATICIDAE

Род *POLINICES* M o n t f o r t, 1810

Подрод *Euspira* A g a s s i z i n S o w e r b y, 1838

Polinices (*Euspira*) *galianoi* D a l l

Табл. II, фиг. 9, 10a, 10б

1939. *Polinices* (*Euspira*) *galianoi* И л ь и н а, Гастроподы из третичных отложений Камчатки, стр. 57, табл. VI, фиг. 3, 3а (см. синонимику).

В коллекции имеется большое количество экземпляров хорошей сохранности. Раковина от средних до больших размеров, состоит из шести оборотов. Последний оборот составляет две трети высоты раковины. Спираль невысокая. Шов углубленный. Устье полукруглое, суженное вверху, расширенное книзу. Пупок открытый.

Поверхность покрыта тонкими и частыми линиями нарастания.

Р а з м е р ы. Высота 3,8 мм, диаметр 30,4 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. *Polinices* (*E.*) *galianoi* D a l l на Камчатке встречен в кавранской свите (миоцен—плиоцен). На Сахалине в свитах бора и уранайской (миоцен, плиоцен). В Калифорнии известен от миоцена до плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Дьяков Б. Ф. Геологическое исследование на западном берегу полуострова Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 83, 1936.

Дьяков Б. Ф. Фациальный анализ третичных отложений и основные черты палеогеографии Тигильского района Западной Камчатки. Сб. статей, тр. ВНИГРИ, вып. 102, 1957.

Ильина А. П. Фауна гастропод из третичных отложений Западного побережья Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 124, 1939.

Криштофович Л. В. Раковины из группы *Thyasira bisecta* Conr. из третичных отложений западного берега Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 88, 1936.

Николаев И. Г. Предварительные результаты геологических работ Корякской экспедиции 1937 г. Ж. «Пробл. Аркт.», № 3, 1938.

Плешаков И. Б. Третичные отложения Утхолокского района Западной Камчатки. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 123, 1939.

Слодкович В. С. Третичные пелециподы Дальнего Востока. Палеонт. СССР, т. X, ч. 3, вып. 18, 1938.

Хоменко И. П. О возрасте третичных отложений побережья залива Корфа на Камчатке. Тр. Дальневост. геол.-разв. треста НКТП. СССР, вып. 287, 1933.

Хоменко И. П. Стратиграфия третичных слоев юго-западного побережья полуострова Шмидта (Сев. Сахалин). Тр. НГРИ, сер. А, вып. 40, 1934.

Clark B. L. Fauna of the Poul and Yakataga Formations (Upper Oligocene) of Southern Alaska. Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 43, 1932.

Grant U. S. and Gale H. R. Catalogue of the Marine Pliocene and Pleistocene Mollusca of California. Mem. San Diego Soc. Nat., vol. 1, 1931.

Grewingk C. Beitrag zur Kenntniss der ographischen und Geognostischen Beschaffenheit der Nord West Küste Amerikas mit anliegenden Inseln. Зап. Минерал. об-ва, 1848.

Martin B. Descriptions of New Species of Fossil Mollusca from the later Marine Neocene of California. Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol. Sci., vol. 8, N 7, 1915.

Weaver Ch. Tertiary Faunal Horizons of Western Washington. Univ. Washington Publ. Geol., vol 1, 1916.

***Палеонтологические
таблицы***

ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1—3. *Hexalasma protoseptatum* Sokolov, sp. n.
Голотип. Поперечные и продольные разрезы. ×2. Верховье басс.
р. Гижиги (р. Хивач). Верхняя пермь, хивачская свита. Колл. В. М. За-
водовского (1941, 1946).
- Фиг. 4—5. *Gerthia sibirica* Sokolov, sp. n.
Голотип. Поперечный и продольный разрезы. ×2. Местонахожде-
ние и возраст те же.
- Фиг. 6—8. *Plerophyllum (?) fragile* Sokolov, sp. n.
Голотип. Поперечные и продольный разрезы. ×2. Местонахожде-
ние и возраст те же.

В. С. СОКОЛОВ. ПЕРМСКИЕ КОРАЛЛЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Таблица I

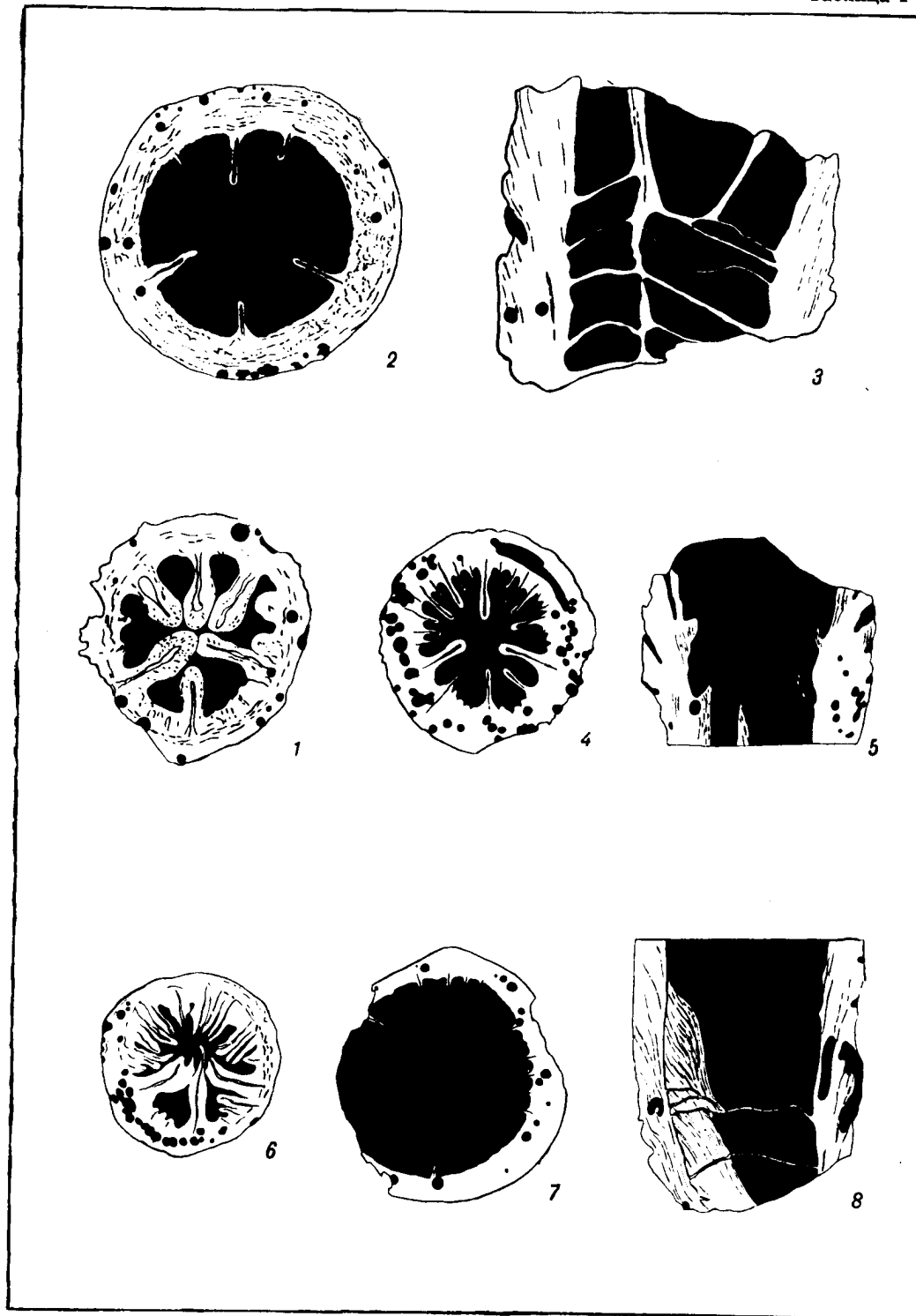


ТАБЛИЦА II

- Фиг. 1—3. *Gerthia crassa* S o k o l o v sp. n.
Голотип. Поперечные и продольный разрезы. ×2. Местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 4—5. *Gerthia crassa* S o k o l o v sp. n.
Паратип. Поперечный и продольный разрезы. ×2. Местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 6. *Gerthia* (? *Maichelasma*) sp.
Поперечный разрез. ×2. Местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 7—9. *Sochkineophyllum zavodovskyi* S o k o l o v, sp. n.
Голотип. Поперечные и продольный разрезы. ×2. Местонахождение и возраст те же.

**Б. С. СОКОЛОВ. ПЕРМСКИЕ КОРАЛЛЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОМОЛОН-
СКОГО МАССИВА**

Таблица II

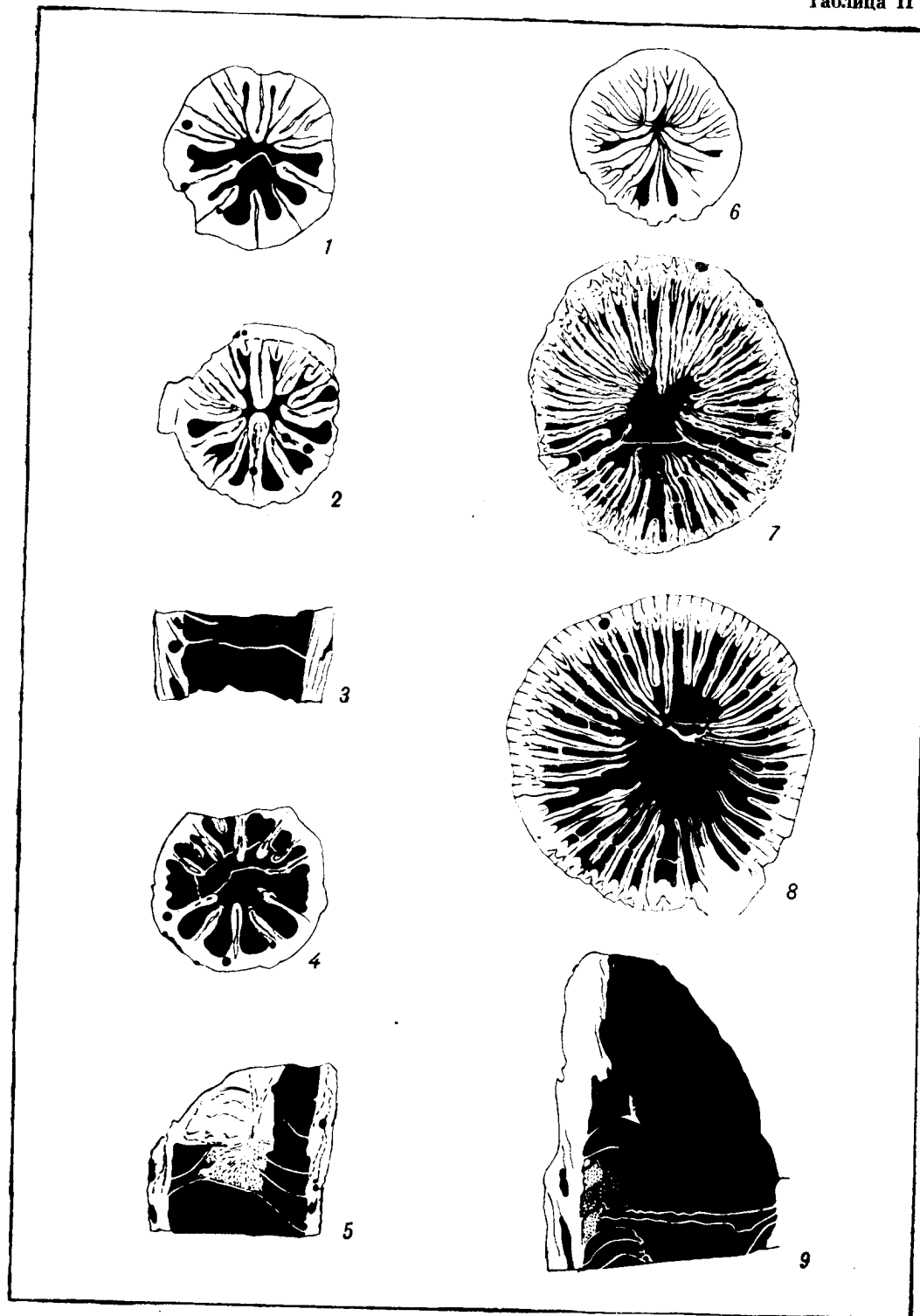


ТАБЛИЦА III

- Фиг. 1—2. *Sochkineophyllum tsaregradskiy* Sokolov sp. n.
Голотип. Поперечные разрезы. $\times 2$. Местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 3—6. *Sochkineophyllum tsaregradskiy* Sokolov sp. n.
Паратип. Поперечные и продольные разрезы. $\times 2$. Местонахождение и возраст те же.
- Фиг. 7. *Sochkineophyllum tsaregradskiy* Sokolov sp. n.
Продольный разрез. $\times 2$. Местонахождение и возраст те же.

**Б. С. СОКОЛОВ. ПЕРМСКИЕ КОРАЛЛЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОМОЛОН-
СКОГО МАССИВА**

Таблица III

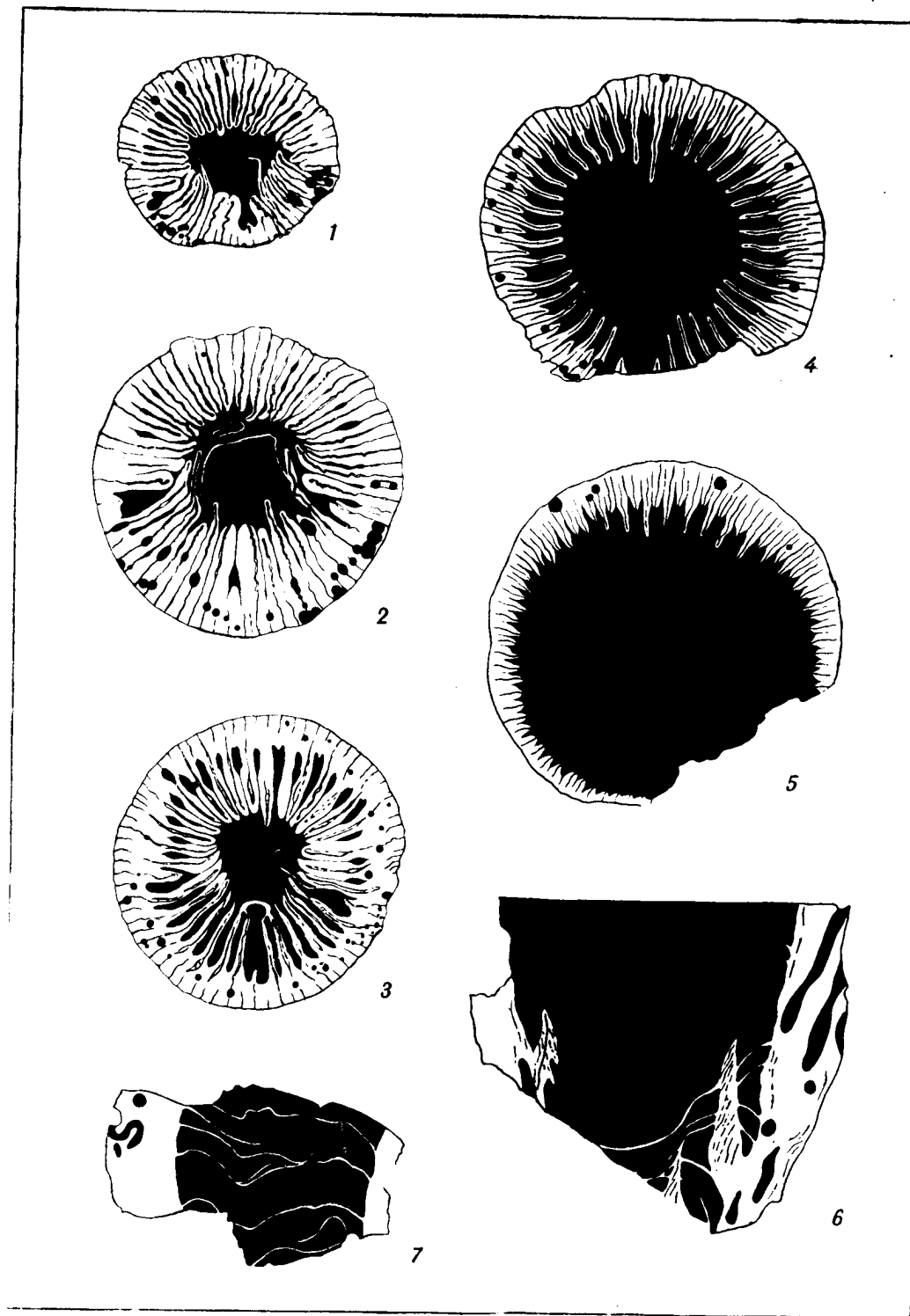


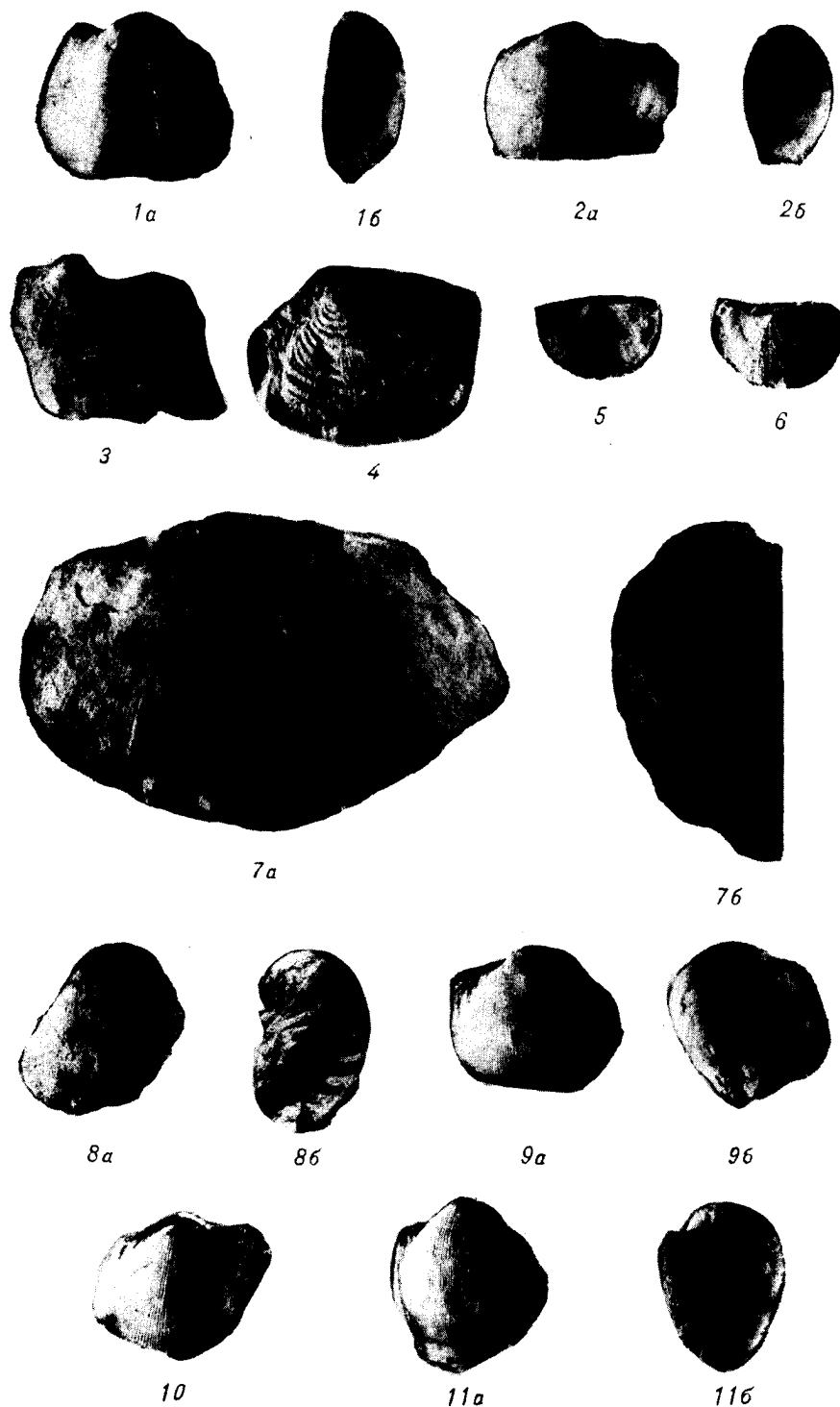
ТАБЛИЦА I*

- Фиг. 1—2. *Schizophoria resupinata* (M a g t.).
1a — брюшная створка; 1б — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.
2a — брюшная створка; 2б — то же сбоку. Местонахождение то же.
- Фиг. 3—4. *Leptaena* sp.
3 — брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1045. Намюрский ярус?.
4 — брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.
- Фиг. 5—6. *Chonetes (Chonetes) dalmanianus* К о п.
5 — брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1045. Намюрский ярус?.
6 — брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.
- Фиг. 7. *Schuchertella ? reticulata* Т о л м.
7a — спинная створка; 7б — то же сбоку. Река Пензе-Яха, обн. 1012а. Верхний турне (кизеловский горизонт).
- Фиг. 8. *Echinocochus* ex gr. *punctatus* (M a g t.).
8a — брюшная створка; 8б — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.
- Фиг. 9—11. *Lino-productus tenuistriatus* (V e r n.) var. *transuralica* S o l o m. in coll.
9a — брюшная створка; 9б — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса. 10 — брюшная створка. Местонахождение то же. 11a — брюшная створка; 11б — то же сбоку. Местонахождение то же.

* Все изображения в табл. I—IV даны в натуральную величину.

В. А. ДЕДЕЕВ, Н. Н. ЛАПИНА. СТРАТИГРАФИЯ И БРАХИОПОДЫ КАМЕННО-УГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица I



21*

ТАБЛИЦА II

- Фиг. 1. *Striatifera* ex gr. *magna* (J a n.) emend. S a r.
Спинная створка. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.
- Фиг. 2—4. *Semiplanus mikhailovensis* S a r.
2a — брюшная створка; 2б — то же, сбоку. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса. 3a — брюшная створка; 3б — то же сбоку. Местонахождение то же. 4a — брюшная створка; 4б — то же сбоку. Местонахождение то же.
- Фиг. 5. *Antiquatonia insculpta* (M u i r - W o o d).
5a — брюшная створка; 5б — то же сбоку; 5в — то же со стороны макушки. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.
- Фиг. 6. *Antiquatonia* cf. *insculpta* (M u i r - W o o d).
6a — брюшная створка; 6б — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.

В. А. ДЕДЬЕВ, Н. Н. ЛАПИНА. СТРАТИГРАФИЯ И БРАХИОПОДЫ КАМЕННО-УГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица II

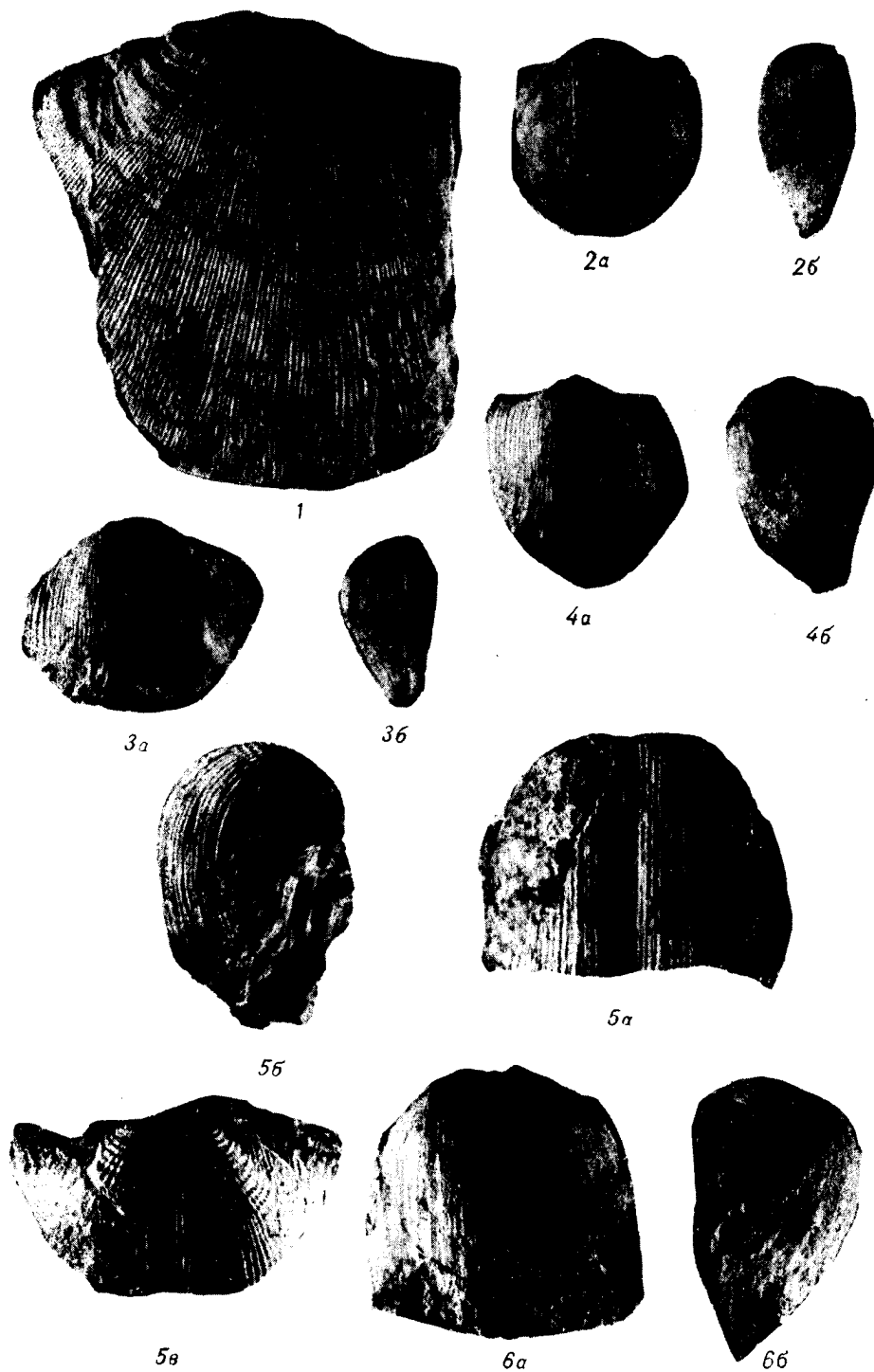


ТАБЛИЦА III

Фиг. 1—3. *Marginifera schartymiensts* J a n.

1a — брюшная створка; 1б — то же сбоку; 1в — то же со стороны макушки. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса. 2a — брюшная створка; 2б — то же сбоку; 2в — то же со стороны макушки. Местонахождение то же. 3a — брюшная створка; 3б — то же сбоку; 3в — то же со стороны макушки. Местонахождение то же.

Фиг. 4. *Camarotoechia* ex gr. *pleurodon* ? (P h i l l.).

Брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

Фиг. 5. *Spirifer triangularis* (M a g t.).

ба — брюшная створка; 5б — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1045. Намюрский ярус?

Фиг. 6—9. *Spirifer sibilei* L a r i n a sp. n. Голотип.

6a — раковина со стороны брюшной створки; 6б — то же со стороны спинной створки; 6в — то же сбоку; 6г — то же со стороны ареи. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса. 7a — раковина со стороны брюшной створки; 7б — то же со стороны спинной створки; 7в — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса. 8a — раковина со стороны брюшной створки; 8б — то же со стороны спинной створки; 8в — то же сбоку. Местонахождение то же. 9a — раковина со стороны брюшной створки; 9б — то же со стороны спинной створки; 9в — то же сбоку; 9г — то же со стороны лобного края. Местонахождение то же.

В. А. ДЕДЕЕВ, Н. Н. ЛАПИНА. СТРАТИГРАФИЯ И БРАХИОПОДЫ КАМЕННО-УГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица III

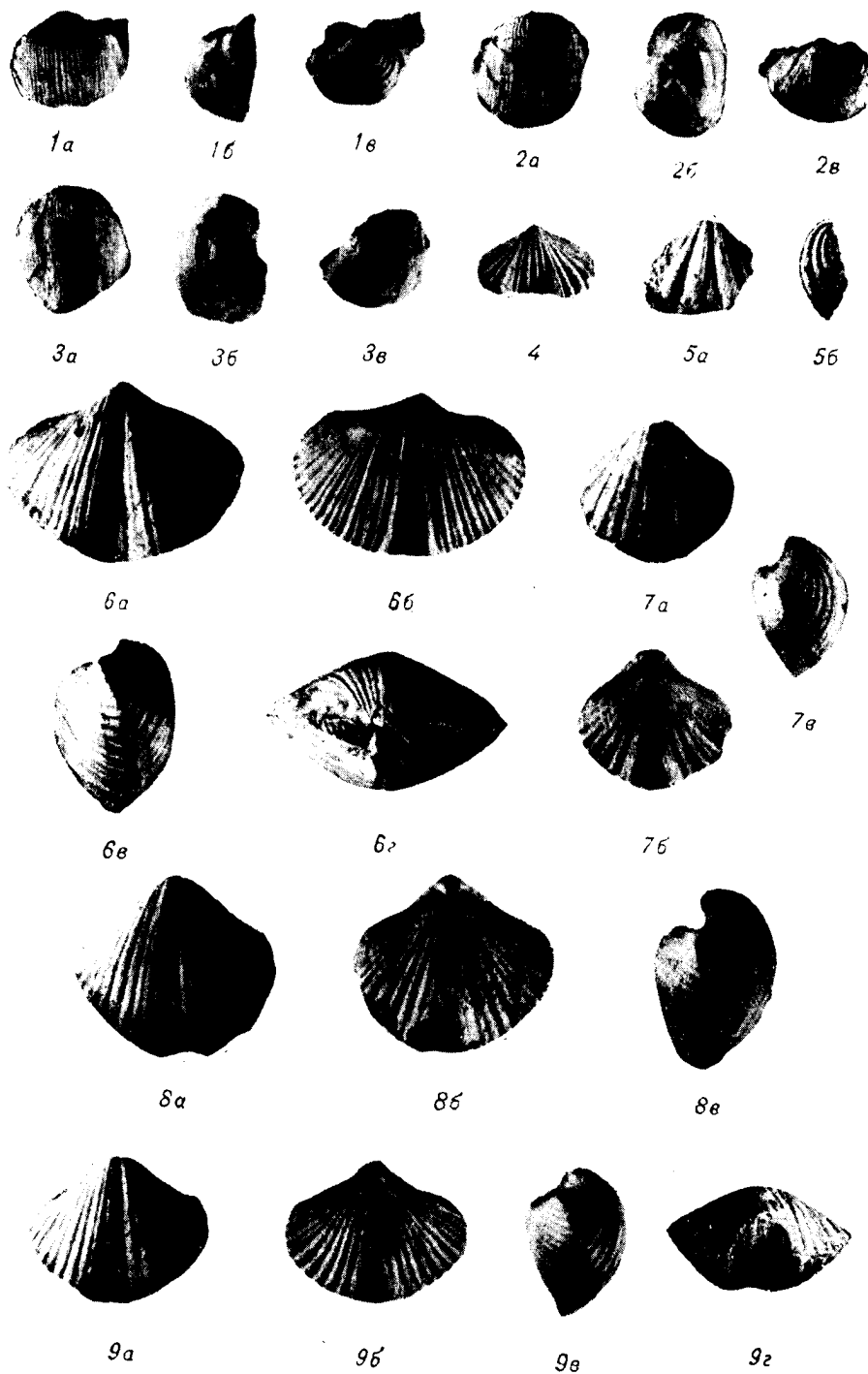


ТАБЛИЦА IV

- Фиг. 1. *Spirifer* sp.
Брюшная створка. Ручей Алавка, обн. 1047. Гравелиты, условно отнесенные к намюру.
- Фиг. 2. *Neospirifer grunewaldtianus* (J a n.).
Брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса.
- Фиг. 3. *Brachythyris* cf. *suborbicularis* (H a l l).
Брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.
- Фиг. 4—6. *Martinia raguschensis* J a n.
4a — раковина со стороны брюшной створки; 4б — то же со стороны спинной створки. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса. 5a — раковина со стороны брюшной створки; 5б — то же со стороны спинной створки. Местонахождение то же. 6a — раковина со стороны брюшной створки; 6б — то же со стороны спинной створки. Местонахождение то же.
- Фиг. 7—10. *Composita trinuclea* (H a l l).
7a — раковина со стороны брюшной створки; 7б — то же со стороны спинной створки; 7в — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1043. Нижняя часть верхневизейского подъяруса. 8a — раковина со стороны брюшной створки; 8б — то же со стороны спинной створки; 8в — то же сбоку. Местонахождение то же.
- Фиг. 9. Брюшная створка. Местонахождение то же.
- Фиг. 10. Брюшная створка. Местонахождение то же.
- Фиг. 11. *Athyris dedeevi* sp. n.
11a — раковина со стороны брюшной створки; 11б — то же со стороны спинной створки; 11в — то же сбоку. Река Сибилей, обн. 1023. Верхняя часть нижневизейского подъяруса.
- Фиг. 12. *Martinia glabra* (M a r t.).
Брюшная створка. Река Сибилей, обн. 1044. Верхняя часть верхневизейского подъяруса.

В. А. ДЕДЕЕВ, Н. Н. ЛАПИНА. СТРАТИГРАФИЯ И БРАХИОПОДЫ КАМЕННО-УГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица IV

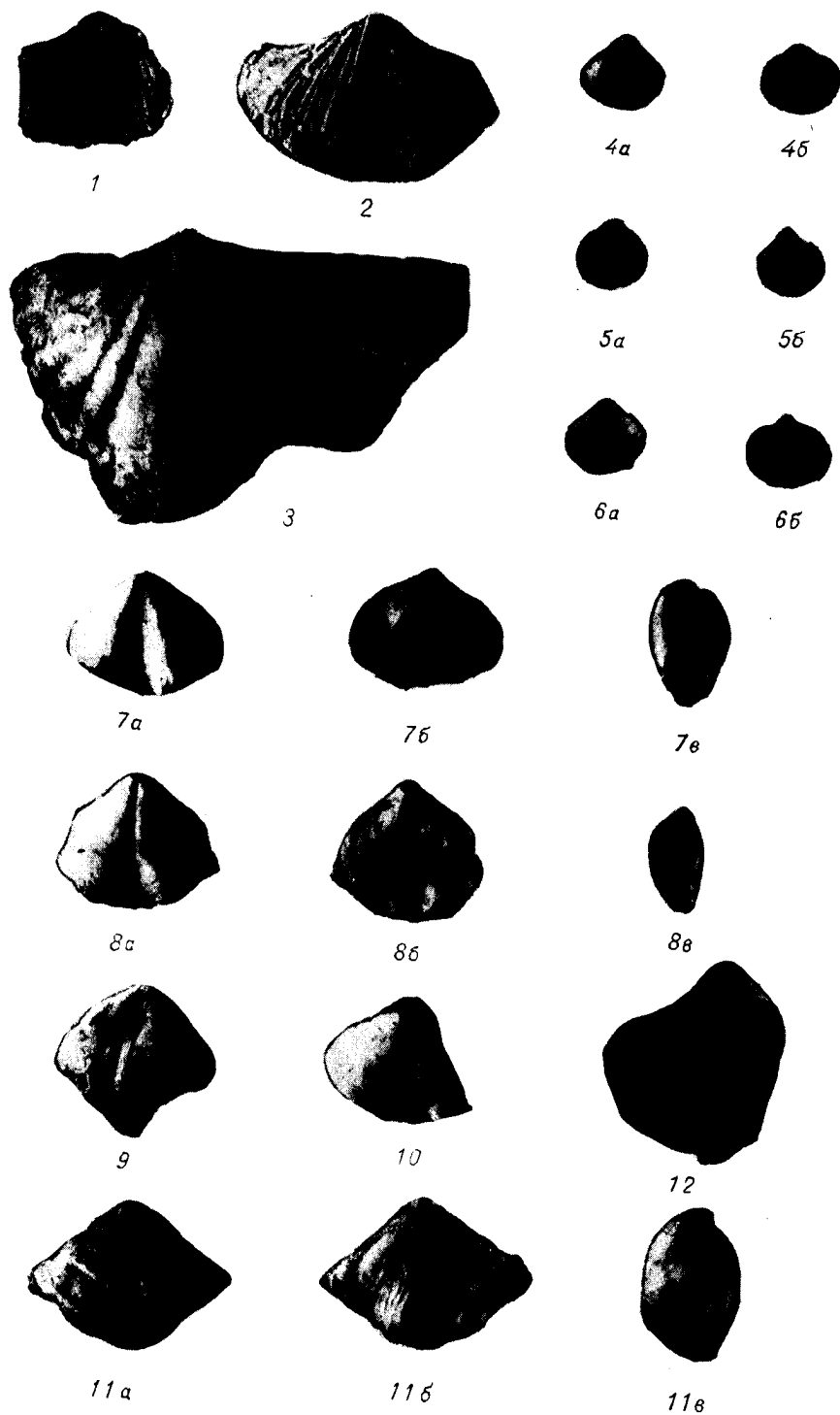


ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1. *Kinerkaella balakchonskiensis* (R a g o z i n).
Левая створка, $\times 2$. Тенгизская впадина. Керн из скважины северного берега оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 1/566.
- Фиг. 2. То же. Оттуда же. Правая створка, $\times 2$. № 2/566.
- Фиг. 3. *Kinerkaella elongata* K h a l f i n.
Левая створка, $\times 2$. Тенгизская впадина. Керн из скважины северного берега оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 3/566.
- Фиг. 4. То же. Оттуда же. Правая створка, $\times 2$. № 4/566.
- Фиг. 5. То же. Оттуда же. Правая створка, $\times 3$. № 5/566.
- Фиг. 6. То же. Оттуда же. Отпечаток левой створки, $\times 2$. № 6/566.
- Фиг. 7. *Anthraconata cuboides* L u t k e v i c h e t L o b a n o v a s p. n.
Голотип, левая створка, Кендырликская мульда. Хр. Саур, р. Уйдене. Нижняя пермь. № 7/566.
- Фиг. 8. *Mrassiella magniforma* R a g o z i n.
Отпечаток левой створки. Кендырликская мульда, левый берег р. Абы. Нижняя пермь. № 8/566.
- Фиг. 9. То же. Правая створка, Кендырликская мульда. Правый берег р. Караунгур. Нижняя пермь. № 9/566.
- Фиг. 10. То же. Оттуда же. Левая створка. № 10/566.
- Фиг. 11. То же. Оттуда же. Отпечаток левой створки. № 11/566.
- Фиг. 12. То же. Правая створка. Кендырликская мульда, к югу от р. Караунгур. Нижняя пермь. № 12/566.
- Фиг. 13. То же. Левая створка, $\times 2$. Тенгизская впадина. Керн из скважины северного берега оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 13/566.
- Фиг. 14. То же. Оттуда же. Ядро правой створки с хорошо заметным отпечатком переднего аддуктора. Калбинский хребет, район гор Куламбаи. Нижняя пермь. № 14/566.
- Фиг. 15. То же. Правая створка, $\times 2$. Тенгизская впадина. Керн из скважины северного берега оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 15/566.
- Фиг. 16. То же. Оттуда же. Левая створка, $\times 2$. № 16/566.

**Е. М. ЛЮТКЕВИЧ, О. В. ЛОБАНОВА. ПЕЛЕСИПОДЫ АЛЫКАЕВСКОЙ ФАУНЫ
ИЗ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХ-
СТАНА**

Таблица I

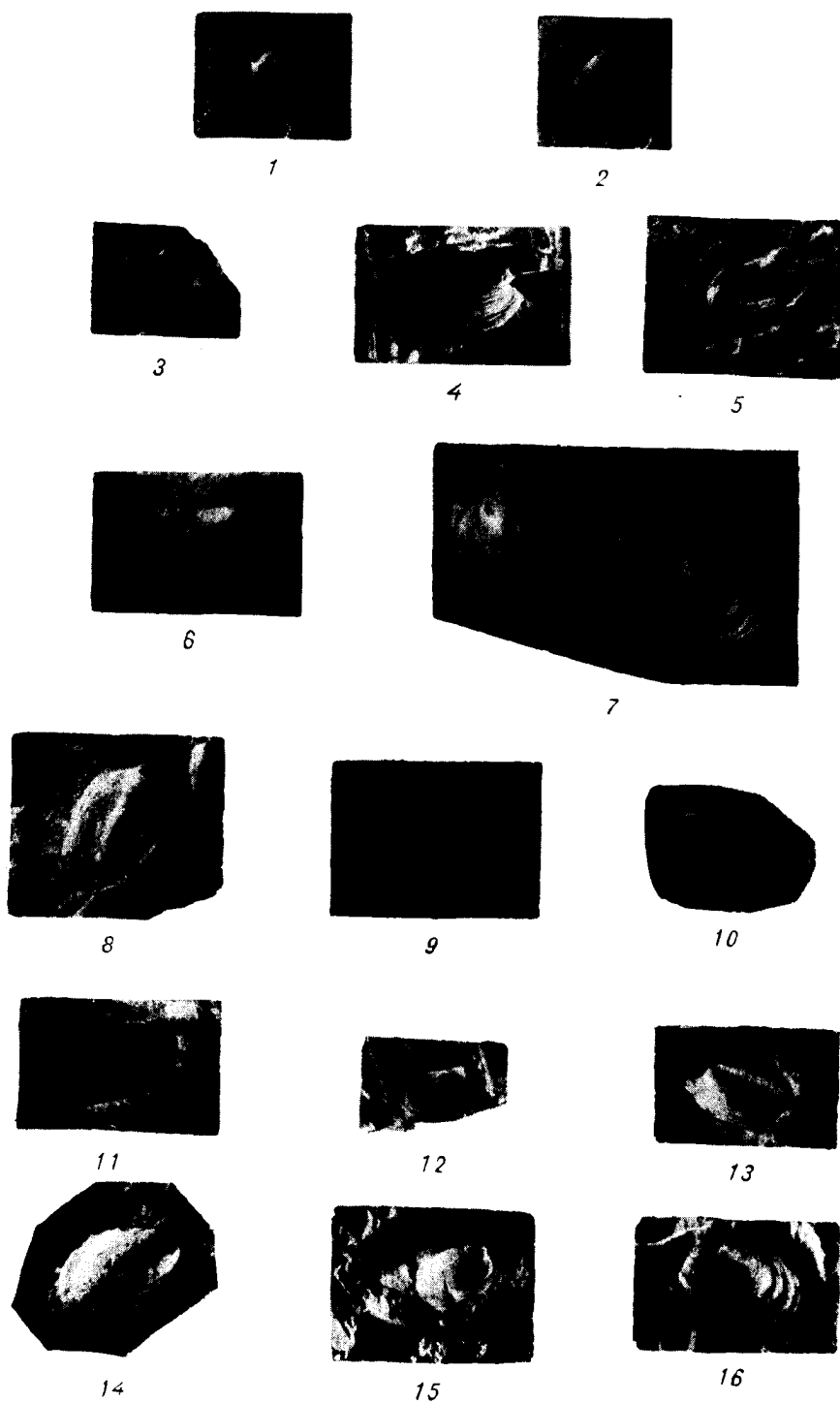


ТАБЛИЦА II

- Фиг. 1. *Mrassiella oblonga* R a g o z i n.
Левая створка. Кендырликская мульда. Левый берег р. Абы. Нижняя пермь. № 17/566.
- Фиг. 2. То же. Оттуда же. Правая створка. № 17/566.
- Фиг. 3. *Mrassiella concinna* K h a l f i n.
Правая (расположенная на фото снизу) и левая створки, ×4. Тенгизская впадина. Керн из скважины на северном берегу оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 18/566.
- Фиг. 4. *Edmondia balakhonskiensis* F e d o t o v.
Левая и правая створки, ×2 (вид сверху). Тенгизская впадина. Керн из скважины на северном берегу оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 19/566.
- Фиг. 5. То же. Левая створка. Калбинский хребет, район гор Куламбай. Нижняя пермь. № 20/566.
- Фиг. 6. То же. Оттуда же. Правая створка. № 21/566.
- Фиг. 7. То же. Правая створка, ×3. Тенгизская впадина. Керн из скважины на северном берегу оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 22/566.
- Фиг. 8. *Netschajewia tschernyschewi* L i c h a g e w.
Правая створка. Кендырликская мульда. Правый берег р. Караунгур. Нижняя пермь. № 23/566.
- Фиг. 9. То же. Оттуда же. Левая створка. № 24/566.
- Фиг. 10. *Netschajewia (Angarodon) globosa* (N e t s c h a j e w).
Левая створка. Кендырликская мульда, правый берег р. Кендырлик. Нижняя пермь. № 25/566.
- Фиг. 11. То же. Правая створка. Кендырликская мульда. Правый берег р. Караунгур. Нижняя пермь. № 26/566.
- Фиг. 12. То же. Левая створка. Калбинский хребет, район гор Куламбай. Нижняя пермь. № 27/566.
- Фиг. 13. *Netschajewia (Angarodon) rugatus* K h a l f i n.
Левая створка Калбинский хребет, район гор Куламбай. Нижняя пермь. № 28/566.
- Фиг. 14. *Netschajewia pallasi (Verneuil) var. kenderlikensis* L u t k e v i c h e t L o b a n o v a var. n.
Голотип. Правая створка. Кендырликская мульда, правый берег р. Кендырлик. Нижняя пермь. № 29/566.
- Фиг. 15. *Najadites (?) kumpani* (F e d o t o v).
Левая створка. Калбинский хребет, район гор Куламбай. Нижняя пермь. № 30/566.
- Фиг. 16. То же. Правая створка. Кендырликская мульда, р. Караунгур. Нижняя пермь. № 31/566.

**Е. М. ЛЮТКЕВИЧ, О. В. ЛОБАНОВА. ПЕЛИЦИПОДЫ АЛЫКАЕВСКОЙ ФАУНЫ
ИЗ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХ-
СТАНА**

Таблица II

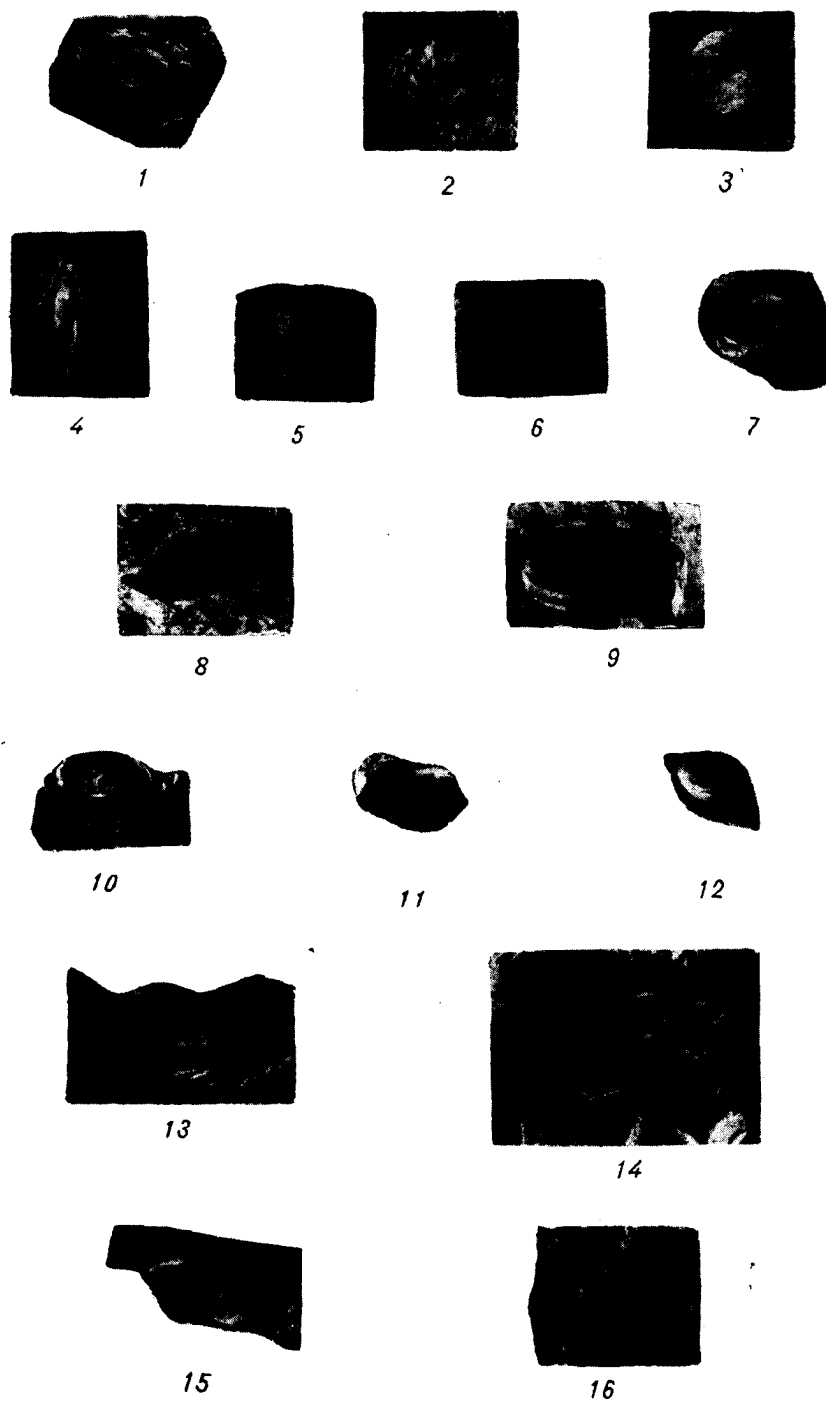


ТАБЛИЦА III

- Фиг. 1. *Anthraconauta fomitchevi* (Fedotov).
Правая створка. Кендырликская мульда, правый берег р. Кендыр-
лик. Нижняя пермь. № 32/566.
- Фиг. 2. То же. Оттуда же. Отпечаток правой створки. № 33/566.
- Фиг. 3. То же. Оттуда же. Левая створка. № 34/566.
- Фиг. 4. То же. Отпечаток левой створки, ×3. Тенгизская впадина. Керн из сква-
жины на северном берегу оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 35/566.
- Фиг. 5. То же. Оттуда же. Правая створка, ×3. № 36/566.
- Фиг. 6. То же. Оттуда же. Левая створка, ×3. № 37/566.
- Фиг. 7. *Anthraconauta fomitchevi* (Fedotov) var. *curta* Lutkevich et Loba-
nova var. n.
Голотип. Правая створка. Кендырликская мульда. Правый берег
р. Караунгур. Нижняя пермь. № 38/566.
- Фиг. 8. *Anthraconauta fomitchevi* (Fedotov) var. *fastigata* Lutkevich et Loba-
nova var. n.
Голотип. Отпечаток правой створки. Кендырликская мульда, пра-
вый берег р. Караунгур. Нижняя пермь. № 39/566.
- Фиг. 9. *Anthraconauta flagitiosa* (Ragozin).
Правая створка. Кендырликская мульда, верховья р. Караунгур.
Нижняя пермь. № 40/566.
- Фиг. 10. То же. Левая створка. Калбинский хребет, район гор Куламбай. Нижняя
пермь. № 41/566.
- Фиг. 11. То же. Оттуда же. Правая створка. № 42/566.
- Фиг. 12. То же. Правая створка, ×2. Калбинский хребет, район гор Куламбай.
Нижняя пермь. № 30/566.
- Фиг. 13. *Anthraconauta zaisanensis* Lutkevich et Lobanova sp. n.
Голотип. Левая створка. Кендырликская мульда. Хр. Саур, устье
р. Аккалка. Нижняя пермь. № 43/566.
- Фиг. 14. То же, отсюда же. Правая створка. № 44/566.
- Фиг. 15. *Anthraconauta tengissensis* Lutkevich et Lobanova sp. n.
Голотип. Правая створка, ×2. Тенгизская впадина. Керн из сква-
жины на северном берегу оз. Тенгиз. Нижняя пермь. № 45/566.
- Фиг. 16. То же. Оттуда же. Левая створка, ×2. № 46/566.
- Фиг. 17. То же. Оттуда же. Отпечаток той же левой створки, ×2, № 47/566.
- Фиг. 18. То же. Оттуда же. Правая створка, ×2. № 48/566.

**Е. М. ЛЮТКЕВИЧ, О. В. ЛОБАНОВА. ПЕЛЕЦИПОДЫ АЛЫКАЕВСКОЙ ФАУНЫ
ИЗ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО И ВОСТОЧНОГО КАЗАХ-
СТАНА**

Таблица III

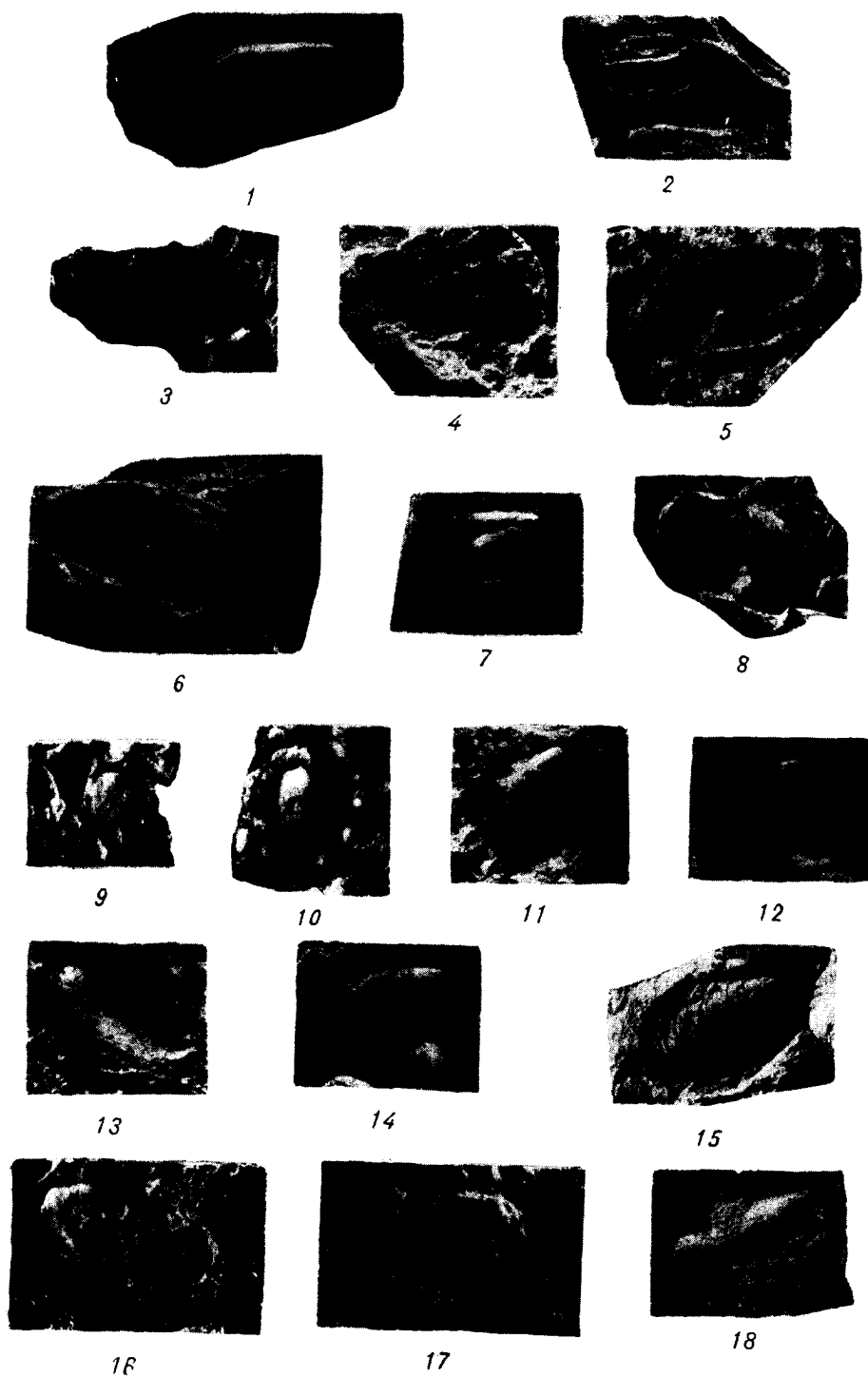


ТАБЛИЦА I

Фиг. 1. *Myophorella (Myophorella) borealis* Saveliev sp. n.

Голотип: *a* — вид сбоку; *b* — вид спереди; *c* — вид сверху. Верхняя юра: верхняя часть нижнего подъяруса нижнего волжского яруса, зона *Dorsoplanites* sp. и *Pallasiceras* sp. (вероятный аналог верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*). Восточный склон Приполярного Урала: р. Ятрия, экземпляр 1843.

Фиг. 2. Ядро тригонииды, ближе неопределенной, вид сбоку. Верхний подъярус нижнего волжского яруса, зона *Lageites stschurovskii* (аналог зоны *Epirgatites nikitini*). Восточный склон Приполярного Урала: р. Ятрия. Такие ядра часто встречаются в вышеуказанной зоне. Экземпляр 1852.

А. А. САВЕЛЬЕВ. О НЕКОТОРЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ТРИГОНИИДАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица I

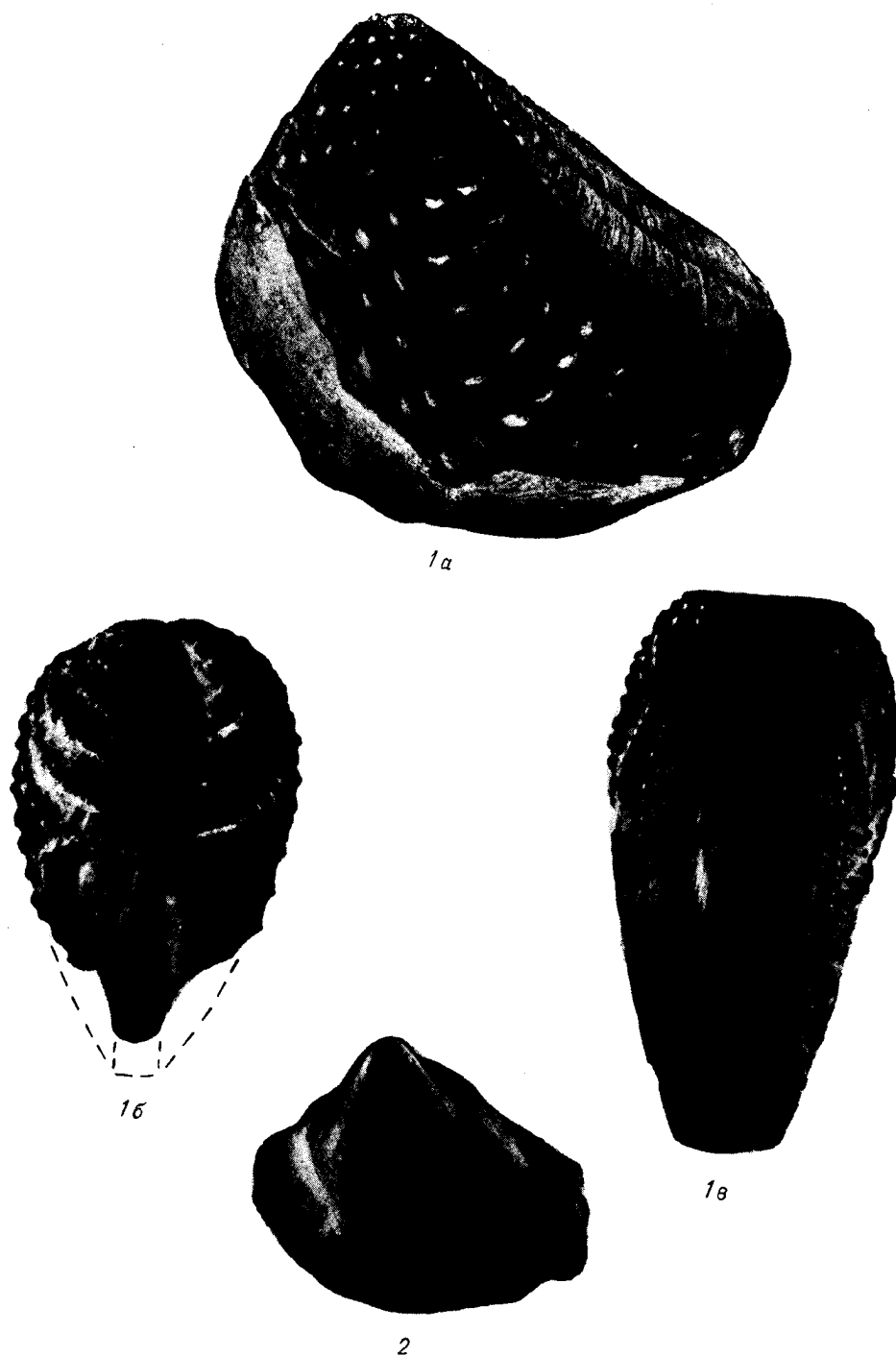


ТАБЛИЦА II

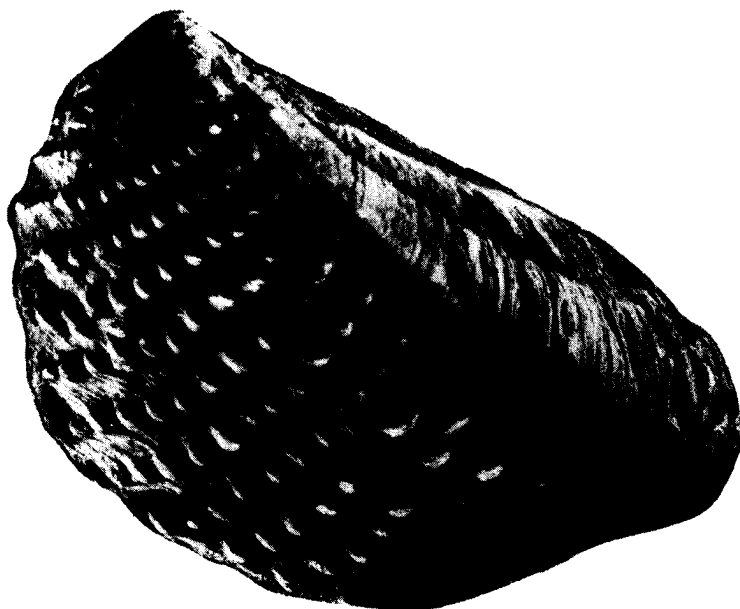
Фиг. 1. *Myophorella (Myophorella) borealis* Saveliev sp. n.

Экземпляр со старческими признаками, вид сбоку. Верхняя юра: верхняя часть нижнего подъяруса нижнего волжского яруса, зона *Dorsoplanites* sp. и *Pallasiceras* sp. (вероятный аналог верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*). Восточный склон Приполярного Урала: р. Ятрия. Экземпляр 1849.

Фиг. 2. То же: ядро, вид сбоку. Возраст и местонахождение те же. Экземпляр 1844.

А. А. САВЕЛЬЕВ. О НЕКОТОРЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ТРИГОННИДАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица II



1



2

— — *

ТАБЛИЦА III

Фиг. 1. *Myophorella* (*Myophorella*) *uralica* Saveliev sp. n.

Голотип, *a* — вид сбоку, *b* — вид сверху. Верхняя юра: верхняя часть нижнего волжского яруса, зона *Dorsoplanites* sp. и *Pallasiceras* sp. (вероятный аналог верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*). Восточный склон Приполярного Урала: р. Ятрия. Экземпляр 1848.

Фиг. 2. *Myophorella* (*Myophorella*) *obscura* Saveliev sp. n.

Голотип: *a* — вид сбоку, *b* — вид спереди. Осыпь в пределах развития отложений нижнего волжского яруса. Восточный склон Приполярного Урала: р. Ятрия. Экземпляр 1851.

А. А. САВЕЛЬЕВ. О НЕКОТОРЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ТРИГОНИИДАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Таблица III

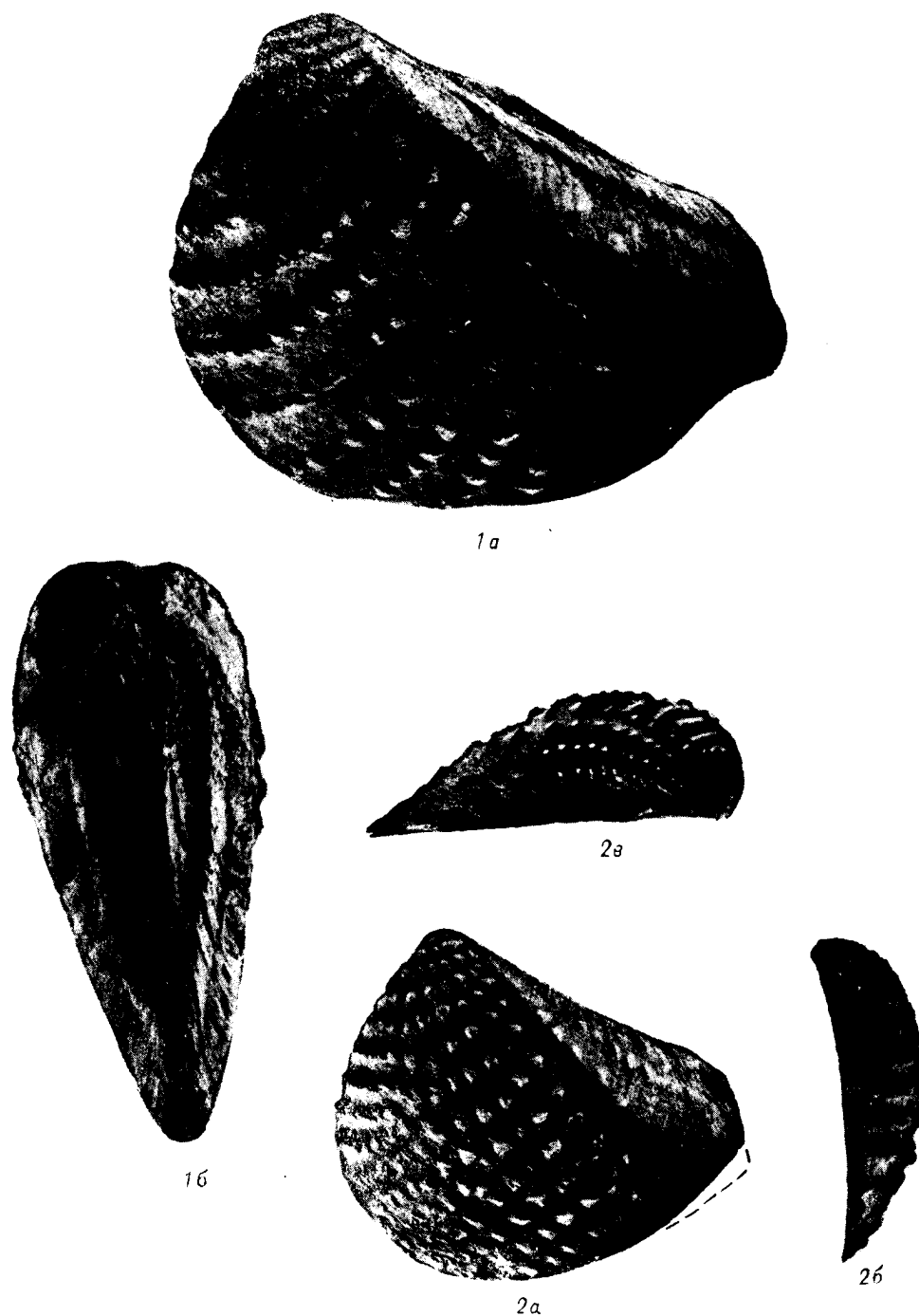


ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1—3. *Cyrena wikulowskiensis* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; двусторчатый экземпляр; 1 — вид со стороны правой створки, 2 — вид сзади, 3 — вид спереди. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, район Викулова. Экземпляр 1-P-2.
- Фиг. 4. *Cyrena subcaudata* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; левая створка, вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь: Тургайская впадина. Экземпляр 1-P-12.
- Фиг. 5. *Cyrena carinatoides* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; правая створка, вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь: Рязанский район. Экземпляр 3-P-501.
- Фиг. 6—7. *Cyrena pseudocredneri* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; левая створка; 6 — вид сбоку, 7 — вид изнутри. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь: район Тургайской впадины. Экземпляр 1-P-13.
- Фиг. 8. *Cyrena angulata* D u n k e r.
Левая створка, вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь. Экземпляр 3-P-52a.
- Фиг. 9. *Cyrena uvatica* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип, ядро правой створки (передний конец обломан), вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Уватский район. Экземпляр 1-P-190.
- Фиг. 10—11. *Cyrena* cf. *zimmermanni* D u n k e r.
10 — левая створка, вид сбоку, 11 — левая створка более взрослого экземпляра, нижний край поврежден. Валанжин — готерив. Западная Сибирь, Покровский район. Экземпляр 3-P-52б.
- Фиг. 12. *Cyrena* cf. *brongniarti* D u n k e r.
Левая створка, вид сбоку, $\times 3$. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, район г. Увата. Экземпляр 1-P-107.
- Фиг. 13. *Cyrena apicina* D u n k e r.
Левая створка, вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Покровский район. Экземпляр 3-P-59.
- Фиг. 14. *Cyrena* cf. *jugleri* D u n k e r.
Левая створка, вид сбоку. Готерив—баррем. Западная Сибирь, Рязанский район. Экземпляр 1-P-448.
- Фиг. 15. *Cyrena plana* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; левая створка, вид сбоку. Готерив. Западная Сибирь, Покровский район. Экземпляр 3-P-11.
- Фиг. 16. *Cyrena subovalis* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; левая створка, вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Покровский район. Экземпляр 2-P-16a.
- Фиг. 17—19. *Melania turriiformis* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; 17 — вид со стороны устья, 18 — вид с противоположной стороны, 19 — вид сбоку. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Рязанский район. Экземпляр 5-P-9.
- Фиг. 20. *Micromelania bicarinata* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип; вид сбоку. Готерив, Западная Сибирь, Рязанский район. Экземпляр 13-P-506.
- Фиг. 21—22. *Lioplax elongata* (D u n k e r);
21 — натуральная величина; 22 — тот же экземпляр увеличенный, $\times 2$. Валанжин — баррем. Западная Сибирь, Покровский район. Экземпляр 2-P-36.
- Фиг. 23. *Bithynia* (?) *parva* Mart. et Velikzh. sp. n.
Голотип. Готерив, циреновый горизонт. Западная Сибирь, Викуловский район. Экземпляр 1-P-2.

**Г. Г. МАРТИНСОН, Л. С. ВЕЛИКЖАНИНА. СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ МОЛ-
ЛЮСКИ ИЗ НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Таблица I

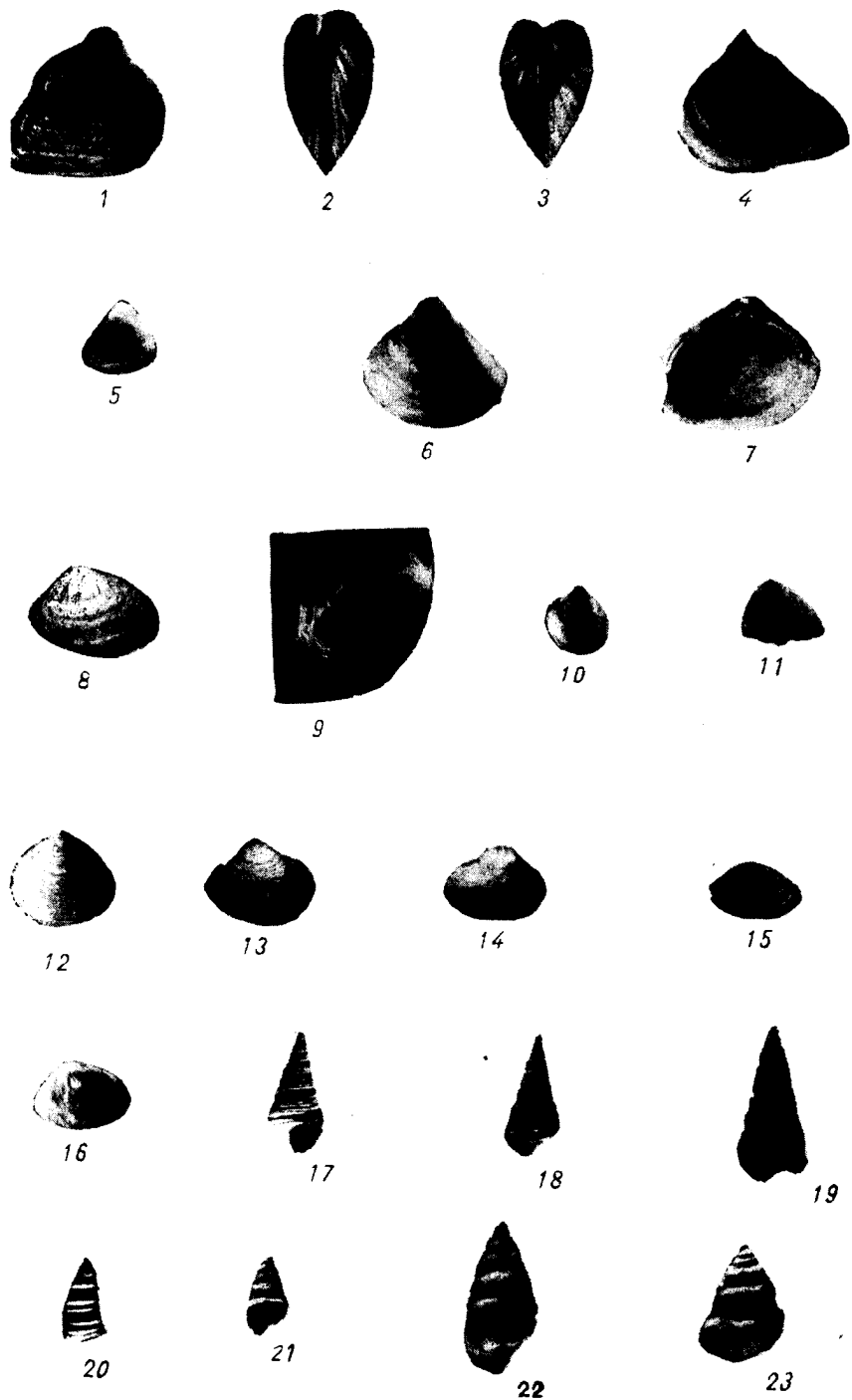


ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1. *Hemilaster judinkensis* Schmidt sp. n.
Голотип. Вид сверху. Турон. Северный Сихотэ-Алинь, р. Тумнин, в 1 км выше устья р. Аты. Сборы И. И. Богуславского, 1957 г., обр. 2.
- Фиг. 2. *Hemilaster judinkensis* Schmidt sp. n.
2 — вид сверху — ядро; 2a — вид сверху — отпечаток; турон. Северный Сихотэ-Алинь, р. Тумнин. Сборы И. И. Богуславского, 1957 г., обр. 2.
- Фиг. 3. *Hemilaster judinkensis* Schmidt sp. n.
Вид сверху; турон. Северный Сихотэ-Алинь, р-н с. Шелехово в 120 км от г. Комсомольска. Сборы А. Н. Савченко.
- Фиг. 4. *Hemilaster judinkensis* Schmidt sp. n.
Вид сверху; турон. Северный Сихотэ-Алинь, р. Тумнин. Сборы И. М. Вдовина, 1957 г., обр. 1143.
- Фиг. 5. *Hemilaster* cf. *judinkensis* Schmidt sp. n.
5 — ядро — вид сверху; 5a — отпечаток ядра, турон. Северный Сихотэ-Алинь, р. Юдинка. Сборы И. И. Богуславского, 1955 г., обр. 615.
- Фиг. 6. *Hemilaster amurensis* Schmidt sp. n.
Вид снизу; турон. Северный Сихотэ-Алинь, р. Юдинка. Сборы И. И. Богуславского 1955 г., обр. 615.
- Фиг. 7. *Hemilaster amurensis* Schmidt sp. n.
7 — голотип — вид снизу; турон, 7a — вид сверху. Северный Сихотэ-Алинь, р-н с. Софийского. Сборы И. И. Богуславского, 1955 г., обр. 101.
- Фиг. 8. *Hemilaster* sp.
Фрагмент ядра. Северный Сихотэ-Алинь, басс. р. Лимури. Сборы Савченко А. Н., 1956 г., обр. 189-3.

**О. И. ШМИДТ, В. Н. ВЕРЕЩАГИН. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА МОРСКИХ
ЕЖЕЙ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

Таблица I



1



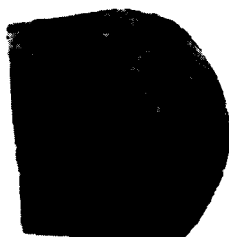
2



2a



3



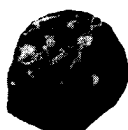
4



5



5a



6



7



1:1

7



7a

ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1 и 6. *Gaudryceras tenuiliratum* Y a b e var. *infraequens* Y a b e.
 1 — гипсовый слепок с отпечатка натуральной величины, 6 — обломок ядра с частично сохранившейся раковиной, $\times 1/3$. Сенон, аммонитовые слои. Северная Камчатка, устье р. Таловки (обн. 141).
- Фиг. 2, 2a. *Tetragonites crassus* (J i m b o).
 Ядро с остатками раковины; слегка увеличено. Сенон, аммонитовые слои. Северная Камчатка, устье р. Таловки (обн. 141).
- Фиг. 3. *Liniparus* sp. cf. *japonicus* N a g a o.
 Слегка уменьшено. Сенон, устричные слои. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 222. Изображение приводится без описания.
- Фиг. 4, 4a. *Gaudryceras yokoymai* Y a b e.
 Ядро с остатками раковины; 4 — $\times 3/2$, 4a — натуральная величина. Северная Камчатка, низовье р. Таловки, обн. 144. Сенон, глины с *Inoceramus schmidt* M i s h.
- Фиг. 5, 5a. *Gaudryceras* cf. *limatum* Y a b e.
 5a — ядро последнего оборота с боковой стороны, натуральная величина; 5 — ядро предпоследнего оборота того же экземпляра с брюшной стороны, натуральная величина. Сенон, аммонитовые слои. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 245.

Е. В. ЛИБЕРОВСКАЯ. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Таблица I

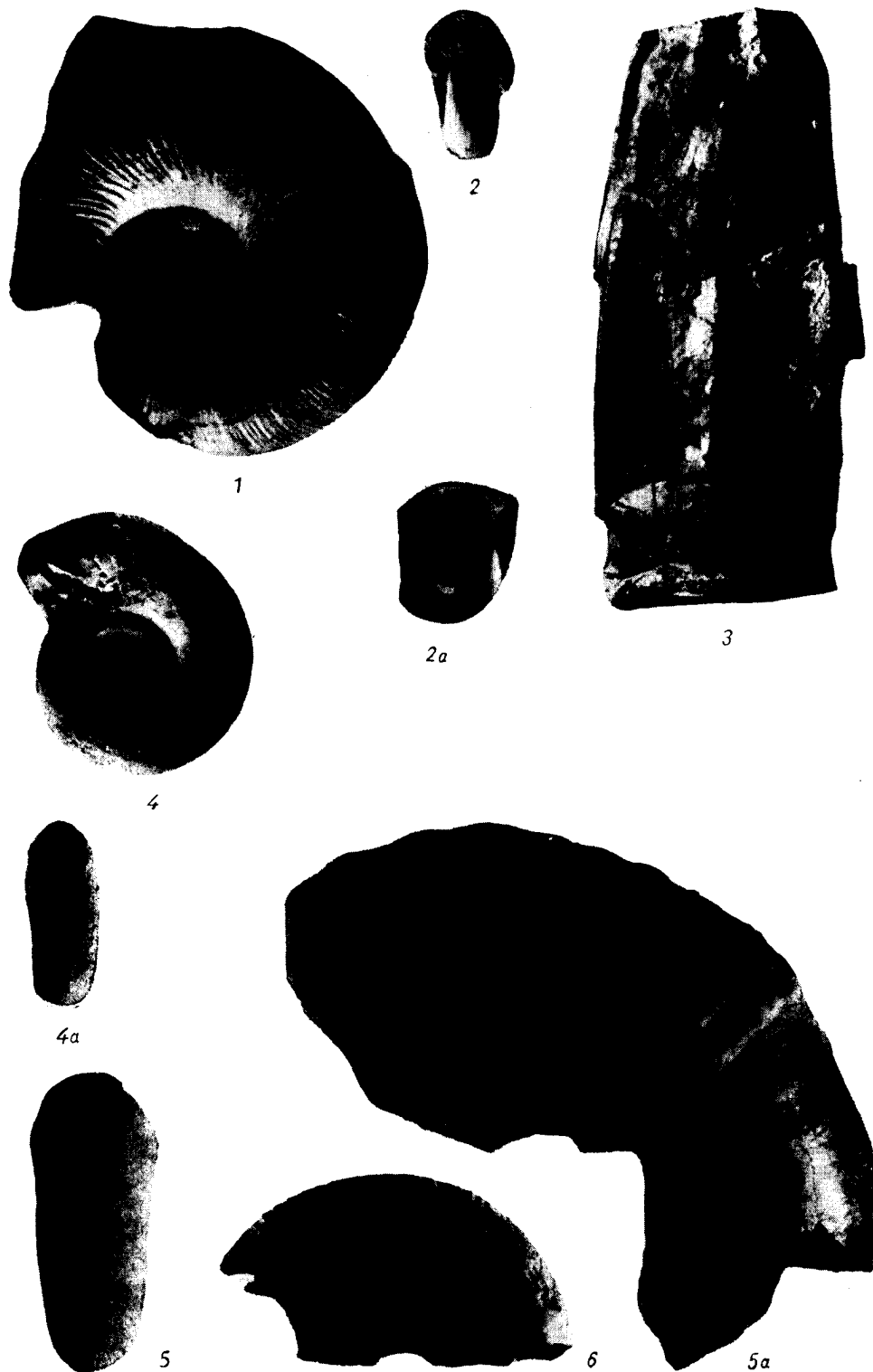


ТАБЛИЦА II

- Фиг. 1, 1a. *Puzosia* aff. *ishikawai* (J i m b o).
Ядро с остатками раковины; 1 — $\times 3/2$, 1a — слегка увеличена.
Сенон, аммонитовые слои, Северная Камчатка, левый берег р. Таловки
в 10 км выше с. Таловки, обн. 141.
- Фиг. 2. *Puzosia spathi* S h i m i z u.
Сенон, аммонитовые слои. Восточное побережье Пенжинской губы,
обн. 247.
- Фиг. 3. *Puzosia* sp.
Ядро с обломками раковины, $\times 8/10$. Сенон, аммонитовые слои.
Восточное побережье Пенжинской губы в 10 км южнее мыса Рифового,
обн. 247.

Е. В. ЛИВЕРОВСКАЯ. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Таблица II

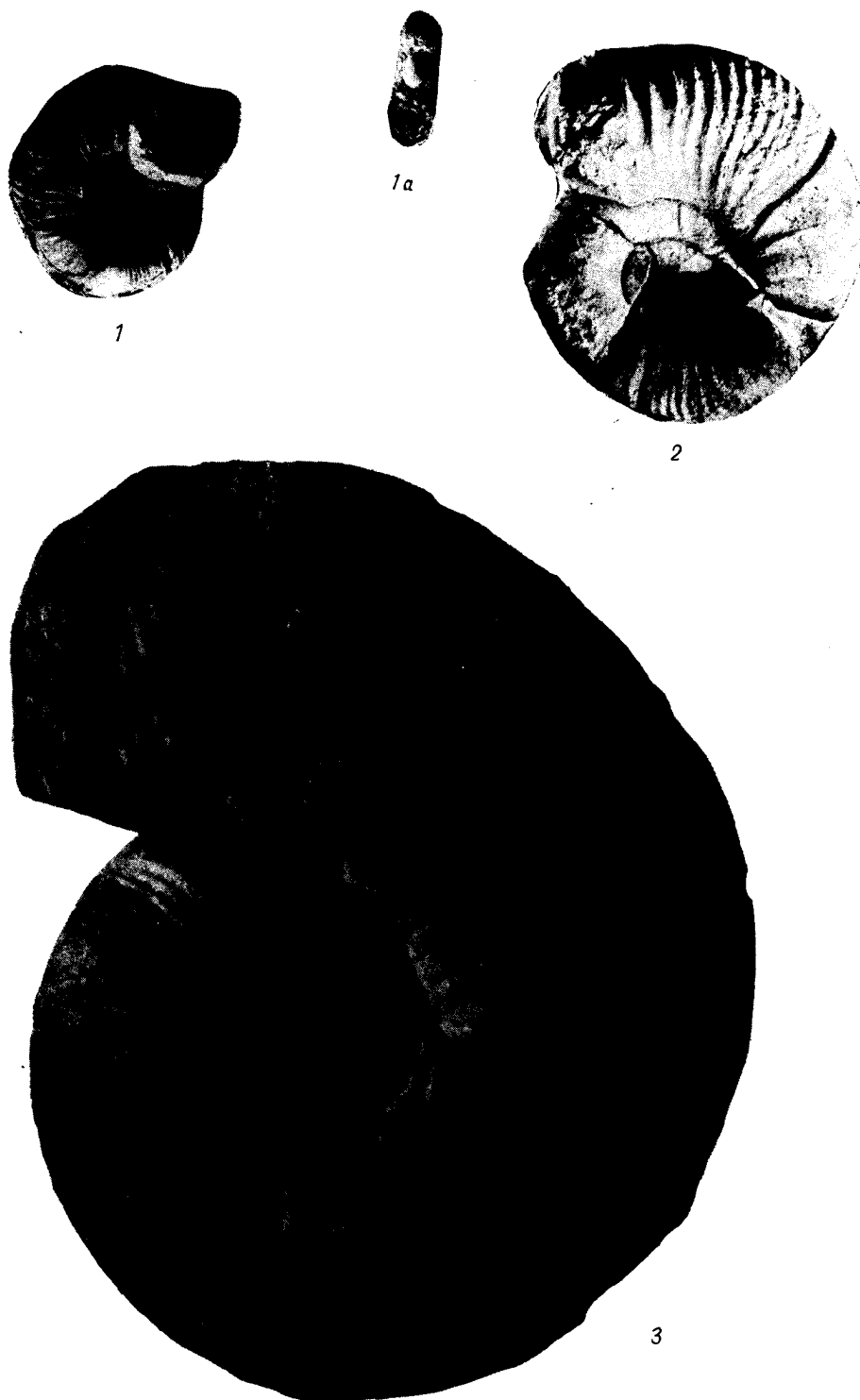


ТАБЛИЦА III

Фиг. 1—2. *Inoceramus iburiensis* Naga o et Matumoto.

1 — замочный край левой створки, слегка уменьшено; 1a — тот же экземпляр, вид с наружной стороны; раковина обломана, слегка уменьшена; 2 — $\times 3/4$. Сенюман — турон, свита пэль-эль. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 253.

Фиг. 3—4. *Inoceramus pelelensis* Liwiegowskaja sp. n.

Наружные ядра; 3 — голотип (экземпляр, расположенный слева), правая створка, 4 — другой экземпляр, левая створка. Сенюман — турон, свита пэль-эль. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 253.

Е. В. ЛИВЕРОВСКАЯ. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Таблица III



ТАБЛИЦА IV

- Фиг. 1. *Inoceramus patootensis* Loriol.
Наружное ядро. Сенон, аммонитовые слои. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 244.
- Фиг. 2. *Inoceramus patootensis* Loriol var. *lingua* Goldf. Наружное ядро. Возраст и местонахождение те же.
- Фиг. 3, 4, 6. *Inoceramus tenuistriatus* Nag. et Mat.
Раковины на породе. Несколько увеличено. Сенман—турон. свита мыса Рифового. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 248.
- Фиг. 5. *Inoceramus concentricus* Park. var. *nipponicus* Nag. et Mat.
Возраст и местонахождение те же.
- Фиг. 7, 8. *Inoceramus teshioensis* Nag. et Mat.
Наружные ядра. Слегка увеличено. Сенман — турон, свита мыса Рифового. Восточное побережье Пенжинской губы в 11 км южнее мыса Рифового, обн. 247.
- Фиг. 9, 10. *Inoceramus hobetsensis* Nag. et Mat.
Наружные ядра с обломками раковины. Сенман — турон, свита пэль-эль. Восточное побережье Пенжинской губы, в 1,5 км южнее устья р. Пэль-эль, обн. 253.

Е. В. ЛИВЕРОВСКАЯ. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Таблица IV

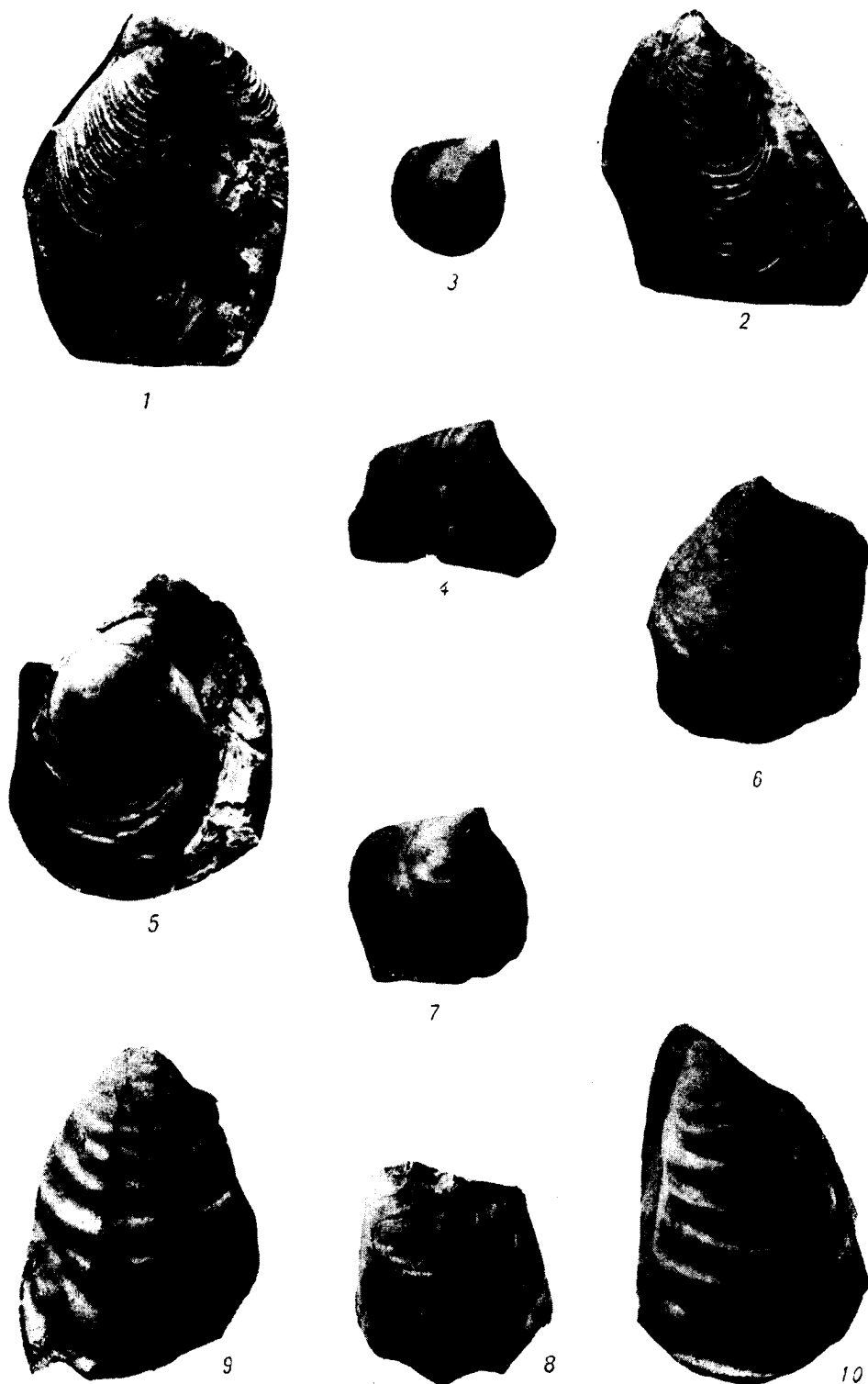


ТАБЛИЦА V

- Фиг. 1—3. *Megatrigonia (Apiotrigonia) subovalis* (J i m b o).
Двустворчатые раковины. Сеноман — турон, свита мыса Валижген.
Северная Камчатка, т. Таловка в месте впадения в нее р. Айнынь,
обн. 161.
- Фиг. 4. *Callista pseudoplana* Y a b e and N a g a o.
Сеноман—турон, свита Валижген. Восточное побережье Пенжин-
ской губы, обн. 199.
- Фиг. 5, 5a. *Crammatodon sachalinensis* S c h m i d t.
5a — вид снаружи; 5 — вид изнутри, прослеживается замочный
край и арка. Сенон, аммонитовые слои. Восточное побережье Пенжин-
ской губы, в 13 км к югу от мыса Рифового, обн. 146.
- Фиг. 6, 7. *Cucullaea kamtschatica* L i w e r o w s k a j a sp. n.
Голотиц; двустворчатый экземпляр; 6 — вид сверху (у макушек
раковина разрушена); 7 — вид одной створки сбоку. Сеноман—турон,
свита мыса Валижген. Северная Камчатка, р. Таловка, в месте впадения
в нее р. Айнынь, обн. 165.
- Фиг. 8. *Lima* sp. № 1.
Внутреннее ядро с обломком раковины в области ушка. Слегка
увеличенное. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 261.
- Фиг. 9. *Lima* sp. (?) № 2.
Поврежденное ядро с раковиной в верхней части. Слегка умень-
шено. Сенон, устричные слои. Восточное побережье Пенжинской губы,
обн. 221.

Е. В. ЛИБЕРОВСКАЯ. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Таблица V



ТАБЛИЦА VI

Фиг. 1—2. *Ostrea* aff. *acutirostris* Nilsson.

1 — вид раковины сбоку; 2 — вид сомкнутых створок со стороны переднего края. Слегка уменьшено. Сенон, устричные слои. Восточное побережье Пенжинской губы, обн. 275.

Фиг. 3, 3а. *Semifusus talovensis* Liwiegowskaja sp. n.

Обн. 141. Голотип. Раковина несколько поврежденная. Слегка уменьшено. Сенон, аммонитовые слои. Северная Камчатка, устье р. Таловки, обн. 141.

Е. В. ЛИВЕРОВСКАЯ. СТРАТИГРАФИЯ И ФАУНА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БЕРЕГА ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

Таблица VI

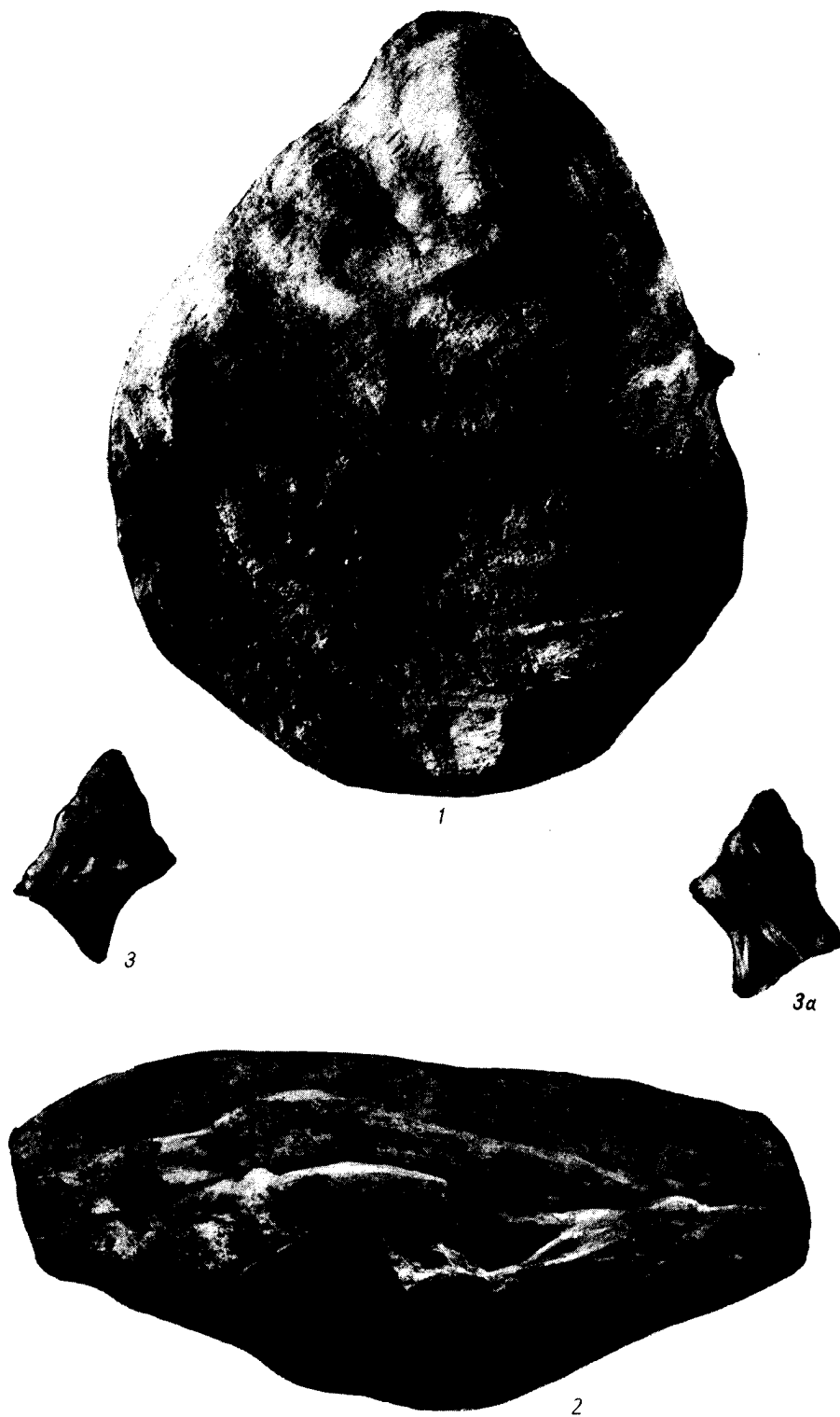


ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1. *Neopachydiscus naumanni* (Y o k.).
Наружное ядро молодого экземпляра. Ороченский ярус (сенон).
Смирных-Бошняково.
- Фиг. 2—3. *Gaudryceras* cf. *tenuiliratum* Y a b e.
Обломок ядра: 2 — вид с боковой стороны; 3 — тот же экземпляр,
вид в поперечном разрезе. Из выбросов вулкана Усть-Пугачево.
- Фиг. 4. *Inoceramus sachalinensis* S o k.
Наружное ядро левой створки. Ороченский ярус (сенон). Южно-
Сахалинск.
- Фиг. 5. *Inoceramus sachalinensis* S o k.
Наружное ядро левой створки молодого экземпляра. Ороченский
ярус (сенон). Южный Сахалин (р. Хацуцава).
- Фиг. 6. *Inoceramus schmidtii* M i c h.
Отпечаток участка наружной поверхности крупного экземпляра.
Ороченский ярус (сенон). Гастелло-Ушегорск.
- Фиг. 7. *Epigoniceras* cf. *glabrum* (J i m b o).
Слегка увеличено, ядро молодого экземпляра из выбросов вулкана
Усть-Пугачево.
- Фиг. 8. *Inoceramus patootensis* L o r i o l.
Слегка увеличено. Ядро правой створки. Ороченский ярус (сенон).
Южно-Сахалинск.

*Е. В. ЛИБЕРОВСКАЯ. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ФАУНЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА
ЮЖНОГО САХАЛИНА*

Таблица I



ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1, 2, 2a, 3, 4. *Nucula (Nucula) aralensis* L u k o v i c h.
1—4 — вид правых створок; 2a — вид сверху. Северный берег Тюб-Карагана в 1,5 км к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 5. *Nucula (Nucula) aralensis* L u k o v i c h.
Вид левой створки. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 6. *Nucula* sp.
Ядро левой створки. Аксенгер. Нижний олигоцен.
- Фиг. 7, 7a, 9. *Nucula (Nucula) compta* G o l d f u s s.
7a — вид правой створки (× 3); 7 — вид левой створки (× 3); 9 — вид сверху. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 8. *Nucula* cf. *compta* G o l d f u s s.
Ядро правой створки. У впадины Каракыз. Нижний олигоцен.
- Фиг. 10. *Nuculana* cf. *perovalis* К о е н е н.
10 — ядро правой створки (× 3). Северный берег Тюб-Карагана в 1,5 км к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 11, 12. *Nuculana* sp.
11 — ядро правой створки (× 2); 12 — отпечаток левой створки. Северный берег Тюб-Карагана к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 13, 13a, 16. *Nuculana* sp. n. (× 5).
13a, 16 — вид правых створок; 13 — вид сверху. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 14. *Nuculana raristria* L u k o v i c h (× 5);
Внутренний вид правой створки в породе. Северный берег Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 15. *Nuculana raristria* L u k o v i c h (× 3).
Ядро левой створки. Каракыз. Нижний олигоцен.
- Фиг. 17. *Cardita* sp.
Ядро. Впадина Каракыз. Нижний олигоцен.
- Фиг. 18, 19, 19a. *Cordiopsis incrassata* S o w e r b y.
18 — вид справа; 19, 19a — ядро с частью раковины. Северный берег Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 20, 20a, 21, 21a, 21b. *Cordiopsis incrassata* S o w e r b y.
20, 21 — вид со стороны левых створок; 20a, 21a — вид сверху. Там же.
- Фиг. 22. *Pitar (Calpitaria) latilamella* L u k o v i c h.
Ядро правой створки с частично сохранившейся раковиной. Там же.
- Фиг. 23, 23a. *Thracia (Cyathodonta) asiatica* A l e x e i e v.
23 — вид справа; 23a — вид сверху. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 24, 24a. *Thracia (Cyathodonta) asiatica* A l e x e i e v.
24 — вид левой створки; 24a — вид сверху. Северный берег Тюб-Карагана, в 1,5 км к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 25. *Thracia (Cyathodonta) asiatica* A l e x e i e v.
Там же.
- Фиг. 26. *Tellina (Moerella) ustjurtensis* I l y i n a.
26 — ядро левой створки. Там же.
- Фиг. 27, 27a. *Tellina* cf. *praepostera* К о е н е н.
27 — вид слева; 27a — вид сверху. Там же.
- Фиг. 28. *Cultellus* sp.
Ядро с частью раковины. Там же.

А. П. ИЛЬИНА. НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ МАНГЫШЛАКА

Таблица I

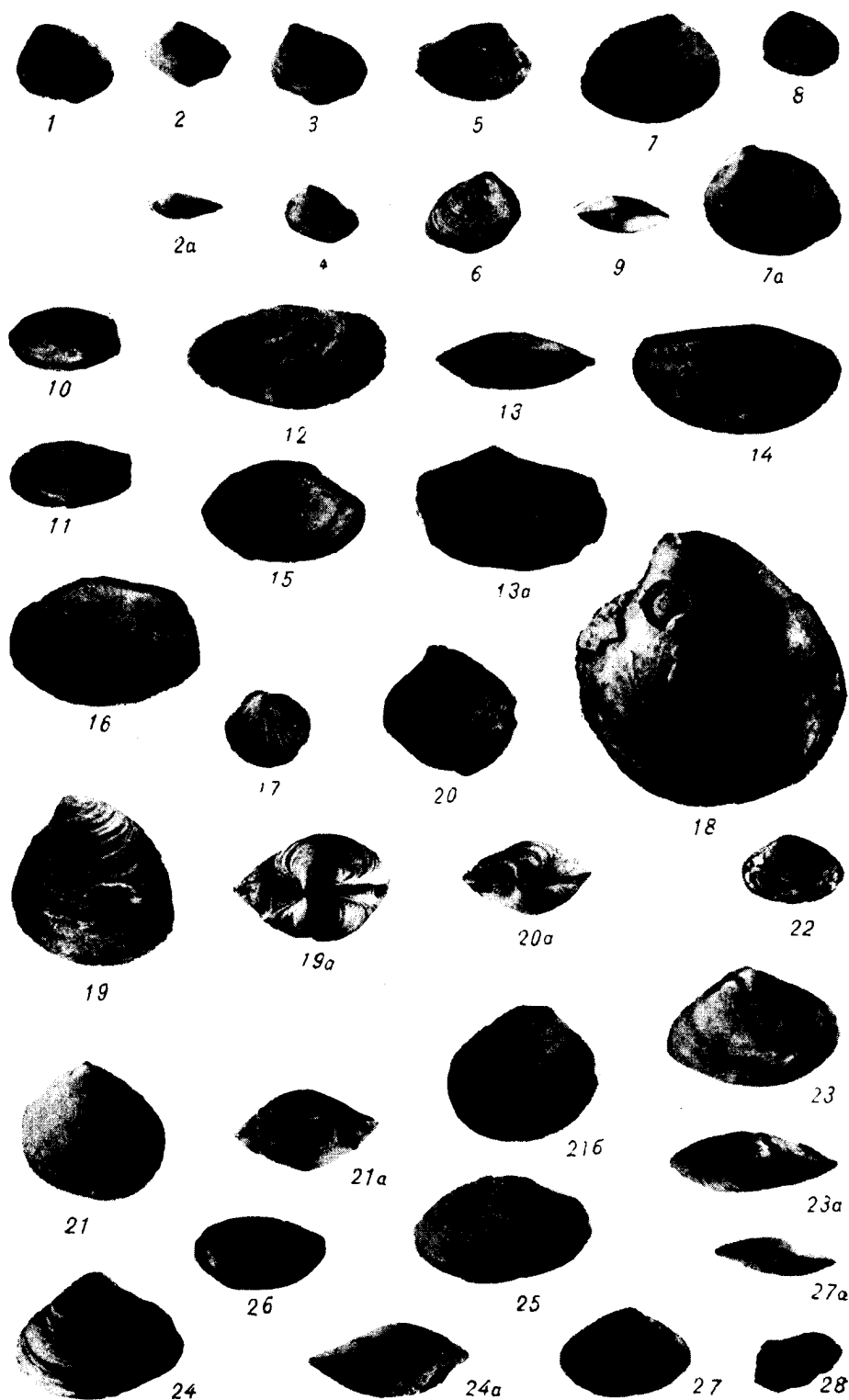


ТАБЛИЦА II

- Фиг. 1. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен, ($\times 3$). Вид правой створки. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 2. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен ($\times 2$). Вид левой створки. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 3. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен. Вид сверху. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 4, 4а, 4б. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен ($\times 2$).
4 — вид правой створки; 4а — вид сверху; 4б — вид левой створки. Северный берег Тюб-Карагана к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 5, 5а. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен.
5 — вид правой створки; 5а — вид левой створки. Там же.
- Фиг. 6, 6а, 6б, 6в. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен.
6 — вид правой створки ($\times 3$); 6а — вид левой створки ($\times 5$). Там же. 6б, 6в — $\times 2$.
- Фиг. 7, 7а. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен ($\times 2$).
7 — вид правой створки; 7а — вид левой створки. Там же.
- Фиг. 8, 8а, 8б, 8в. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен.
8 — внутреннее строение левой створки ($\times 2$); 8а — внешний вид левой створки ($\times 2$). Там же. 8б, 8в — $\times 5$.
- Фиг. 9. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен ($\times 2$). Вид правой створки. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 10, 10а. *Corbula (Varicorbula) conglobata* Коенен ($\times 2$). Там же.
- Фиг. 11. *Corbula (Biorbula) henskei usiana* Nyst ($\times 2$).
Правая створка в породе. Там же.
- Фиг. 12, 12а, 12б. *Corbula (Biorbula) henskei usiana* Nyst.
12 — вид левой створки; 12а — вид сверху; 12б — вид правой створки. Там же.
- Фиг. 13, 13а. *Corbula (Biorbula) henskei usiana* Nyst.
13 — вид левой створки; 13а — вид правой створки. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 14, 15. *Pseudomusium cossmanni* Коенен.
14 — ядро; 15 — отпечаток ($\times 3$). Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 16, 16а. *Pectunculus (Axinaea)* sp.
16 — вид с внутренней стороны; 16а — вид с наружной стороны. Там же.
- Фиг. 17. *Pecten* cf. *pictus* Goldfuss. Ядро. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 18. *Pseudomusium cossmanni* Коенен ($\times 5$). Вид правой створки. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 19. *Astarte* cf. *dilatata* Philippi. Ядро. Урочище Каракыз. Нижний олигоцен.
- Фиг. 20. *Astarte* cf. *dilatata* Philippi. Отпечаток. Там же.
- Фиг. 21. *Astarte* cf. *dilatata* Philippi. Ядро. Там же.
- Фиг. 22, 22а, 22б. *Thyasira* cf. *unicarinata* (Nyst) ($\times 3$).
22 — вид левой створки; 22а — вид сверху, 22б — вид сбоку. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 23. *Dentalium* cf. *striatum* Sowerby.
Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 24. *Dentalium* cf. *striatum* Sowerby. У кол. Тарла. Нижний олигоцен.
- Фиг. 25. *Dentalium* cf. *striatum* Sowerby. Там же.
- Фиг. 26. *Dentalium* cf. *striatum* Sowerby. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 27. *Dentalium* cf. *striatum* Sowerby. Там же.
- Фиг. 28. *Dentalium* cf. *novakii* Коенен. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 29. *Dentalium* cf. *novakii* Коенен. Там же.
- Фиг. 30. *Dentalium* cf. *novakii* Коенен. У кол. Тарла. Нижний олигоцен.
- Фиг. 31. *Dentalium* cf. *novakii* Коенен. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.

А. П. ИЛЬИНА. НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ МАНГЫШЛАКА
Таблица II

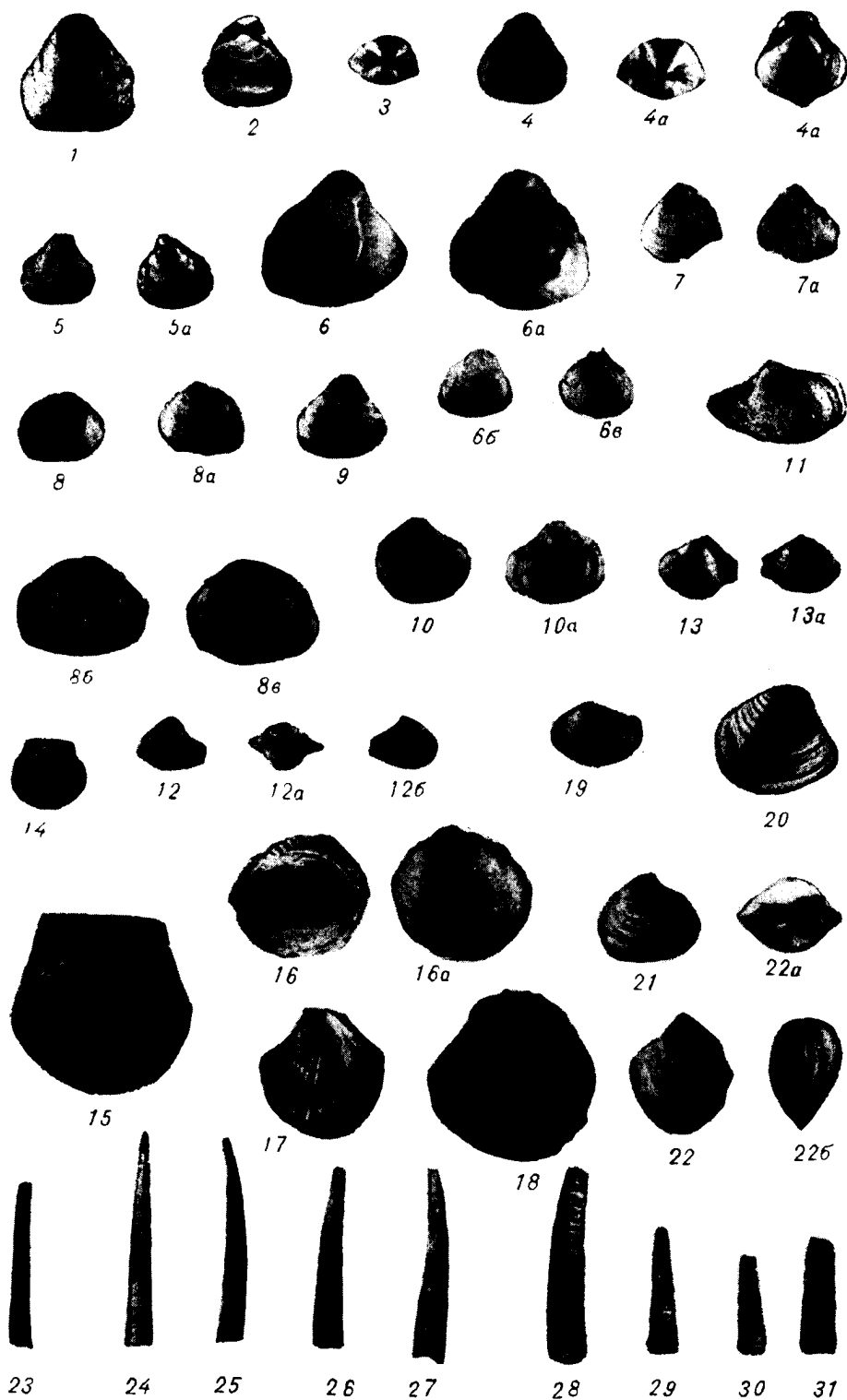


ТАБЛИЦА III

- Фиг. 1, 1a, 3, 3a, 4, 4a, 5, 5a. *Polinices (Euspira) achatensis* Recluz.
1, 3, 4, 5 — вид со стороны устья; 1a, 3a, 4a, 5a — вид со стороны, противоположной устью. Северный берег Тюб-Карагана к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 2, 2a, 6, 6a, 8, 8a. *Polinices (Euspira) achatensis* Recluz.
2, 6, 8 — вид со стороны устья; 2a, 6a, 8a — вид со стороны, противоположной устью. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 7. *Polinices (Euspira) achatensis* Recluz.
Вид со стороны, противоположной устью. Там же.
- Фиг. 9, 9a, 10, 10a. *Polinices (?) mangyschlakensis* Ilyina sp. n.
Голотип № 6/398, табл. III, фиг. 9.
9, 10 — вид с устья; 9a, 10a — вид со стороны, противоположной устью. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 11. *Vermetus (Burtinella) aff. bognoriensis* Mantell. (× 3).
Вид сверху, экземпляр в породе. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 12. *Aporrhais cornutus* (Alexeiev).
Обломок. Сартаган. Нижний олигоцен.
- Фиг. 13, 13a. *Aporrhais cf. speciosa* Schlotheim.
13 — вид со стороны, противоположной устью; 13a — вид со стороны устья. Нижний олигоцен.
- Фиг. 14. *Aporrhais cf. speciosa* Schlotheim.
Обломок. Сартаган. Нижний олигоцен.
- Фиг. 15. *Cassidaria (Cassidaria) raristriata* Alexeiev.
Вид со стороны устья. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 16. *Ficus (Fulguroficus) crassistria* Koenen.
Вид со стороны, противоположной устью. Там же.
- Фиг. 17, 17a, 17b, 18. *Uxia cf. diadema* Wattlelet.
17 — вид со стороны, противоположной устью. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен; 18 — репродукция с работы М. В. Баярунаса «Нижне-олигоценные отложения Мангышлака», табл. III, фиг. 3. Нижний олигоцен. Фиг. 17a, 17b — × 3.
- Фиг. 19, 20, 21, 21a. *Fusus suberraticus* Bajagnas.
19 — вид с противоположной стороны; 20 — вид на устье. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен. 21, 21a — репродукция с работы М. В. Баярунаса «Нижнеолигоценные отложения Мангышлака», табл. III, фиг. 9, 10.
- Фиг. 22, 22a, 23a, 24. *Pleurotoma liwerowskajae* (Ilyina) sp. n.
Голотип № 1/398, табл. 3, фиг. 22.
22, 23, 24 — вид со стороны устья; 22a, 23a — вид с противоположной стороны. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 25. *Antiplanes* sp.
Вид со стороны устья. Северный берег Тюб-Карагана, к востоку от овр. Колмыш. Нижний олигоцен.

А. П. ИЛЬИНА. НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ МАНГЫШЛАКА

Таблица III

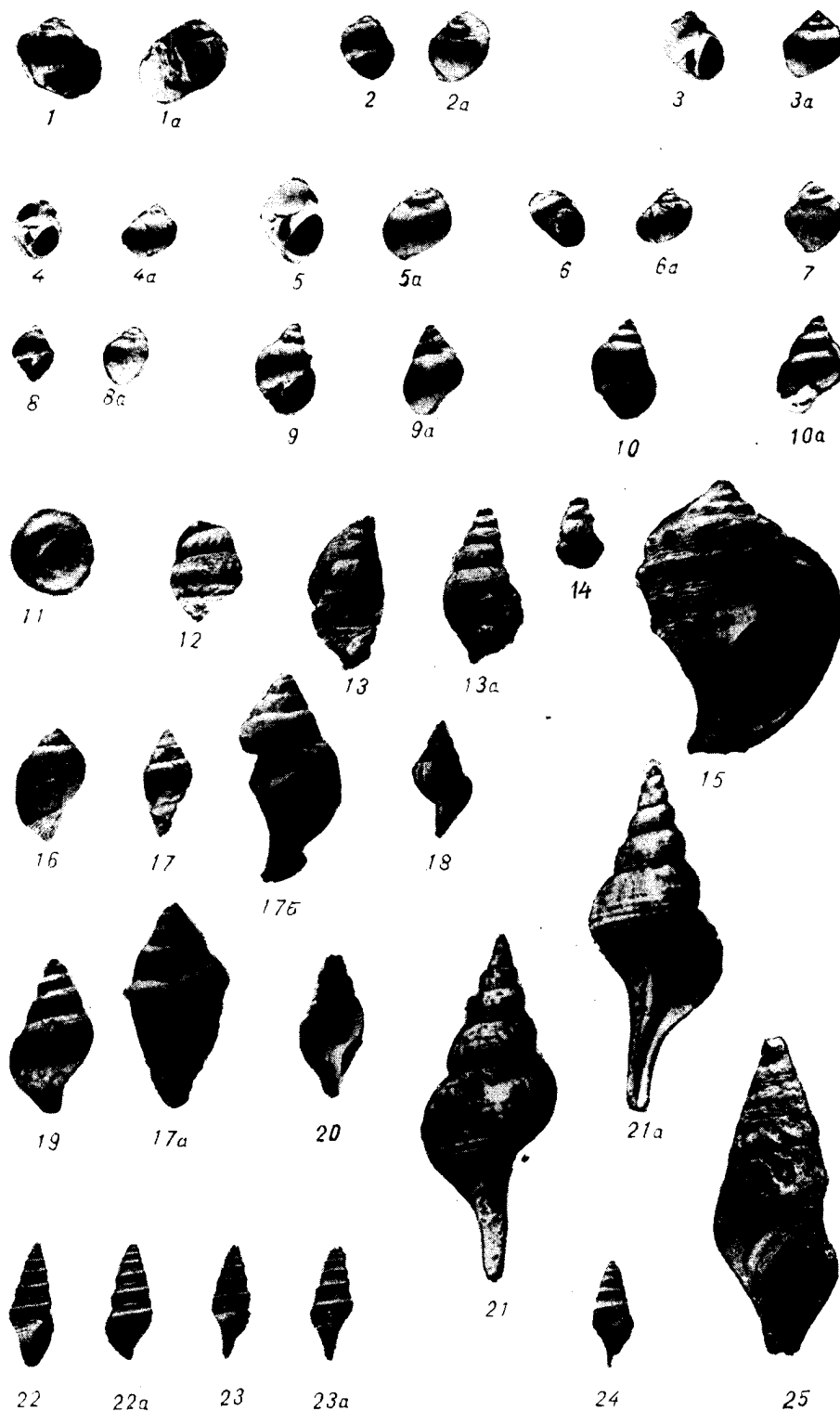


ТАБЛИЦА IV

- Фиг. 1, 1a. *Vexillum (Conomitra) socolovi* В а ж а н а с.
1 — вид со стороны, противоположной устью; 1a — вид со стороны устья. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 2, 2a, 2б, 3. *Bathytoma (Bathytoma) michailensis* I l y i n a sp. n.
Голотип № 4/398, табл. IV, фиг. 2.
2 — вид со стороны, противоположной устью; 2a, 2б — × 2. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 4, 5. *Bathytoma aff. turbida* S o l a n d e r.
Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 6, 6a. *Surcula (Ancistrasyrinx) mangyschlakensis* I l y i n a sp. n.
Голотип № 2/398, табл. IV, фиг. 6.
6 — вид со стороны устья; 6a — вид со стороны, противоположной устью. Там же.
- Фиг. 7. *Pleurotoma (Hemipleurotoma) selysii* К о н и н с к.
Вид со стороны, противоположной устью. Уч-Кую. Нижний олигоцен.
- Фиг. 8. *Pleurotoma (Hemipleurotoma) selysii* К о н и н с к.
Вид со стороны, противоположной устью. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 9. *Pleurotoma* sp.
Обломанный экземпляр. Северный берег Тюб-Карагана к востоку от оврага Колмыш. Нижний олигоцен.
- Фиг. 10, 10a, 10б. *Drillia cf. nossoides* К о е н е н.
10a, 10б — вид со стороны устья; 10 — вид со стороны, противоположной устью; 10б — × 3. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 11. *Charona (Charona) charesmica* (А л е х а н д р о в).
Репродукция с работы М. В. Баярунас «Нижнеолигоценовые отложения Мангышлака», табл. III, фиг. 4.
- Фиг. 12, 12a, 12б, 12в. *Drillia (Tripia) bajaranasi* I l y i n a sp. n.
Голотип № 3/398, табл. IV, фиг. 12.
12, 12a — вид со стороны устья; 12б, 12в — вид со стороны, противоположной устью. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 13, 14, 15, 15a, 17, 17a, 18. *Drillia (Pseudodrillia) longa* L u k o v i č.
13, 14, 15a, 17a — вид со стороны, противоположной устью; 15, 17 — вид со стороны устья. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 16. *Drillia (Pseudodrillia) cf. longa* L u k o v i č.
Вид со стороны, противоположной устью. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 19. *Drillia* sp.
Обломок. Кол. Бурлю. Нижний олигоцен.
- Фиг. 20. *Drillia* sp.
Обломок. Там же.
- Фиг. 21. *Pleurotoma* sp.
Обломок. Там же.
- Фиг. 22, 23, 24, 25, 26, 27. *Drillia cf. nossoides* К о е н е н.
Обломки. Там же.

А. П. ИЛЬИНА. НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВЫЕ МОЛЛЮСКИ МАНГЫШЛАКА

Таблица VI

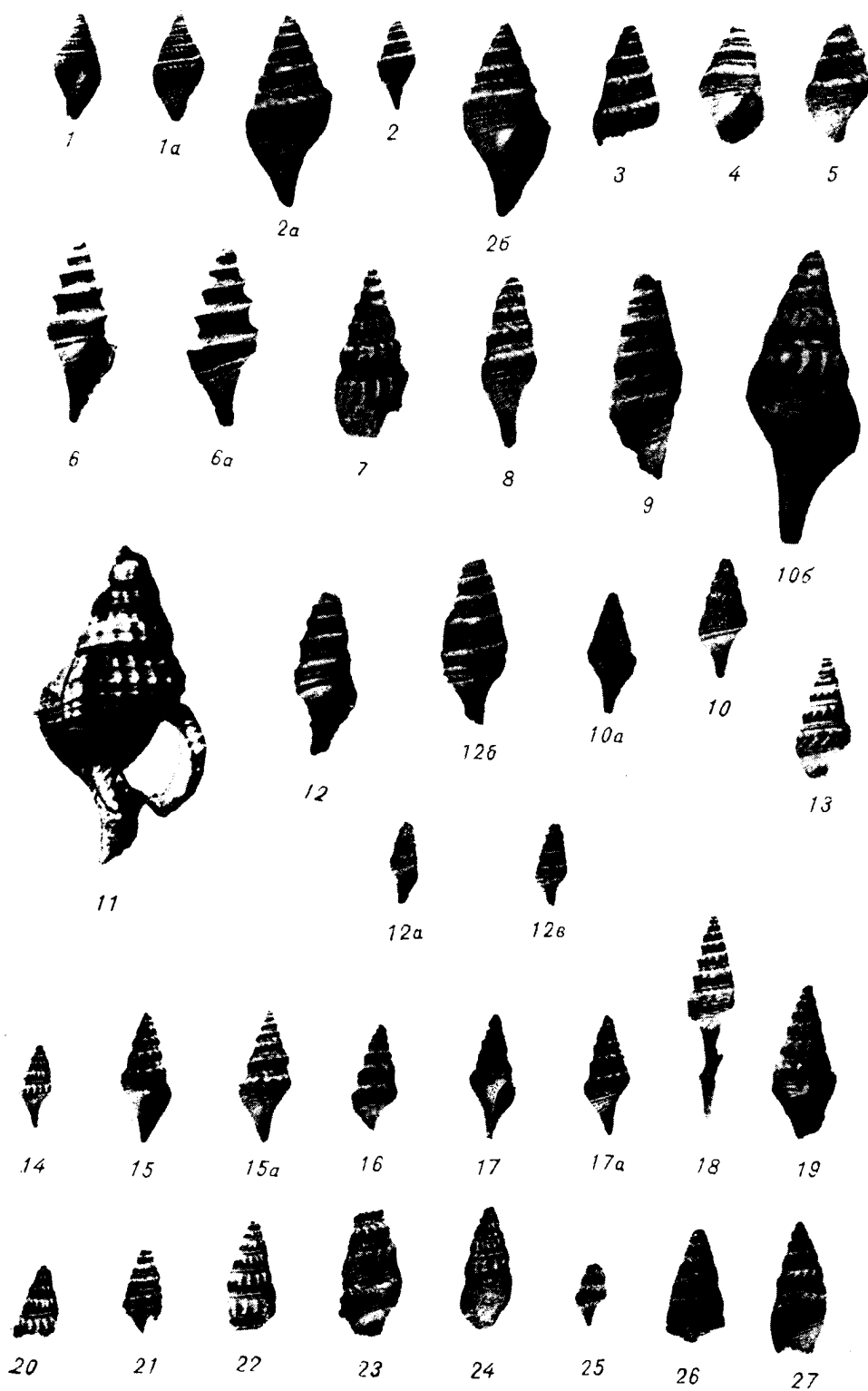


ТАБЛИЦА I

Фиг. 1—7. *Cardium (Cerastoderma) helmerseni* I l y i n a sp. n.

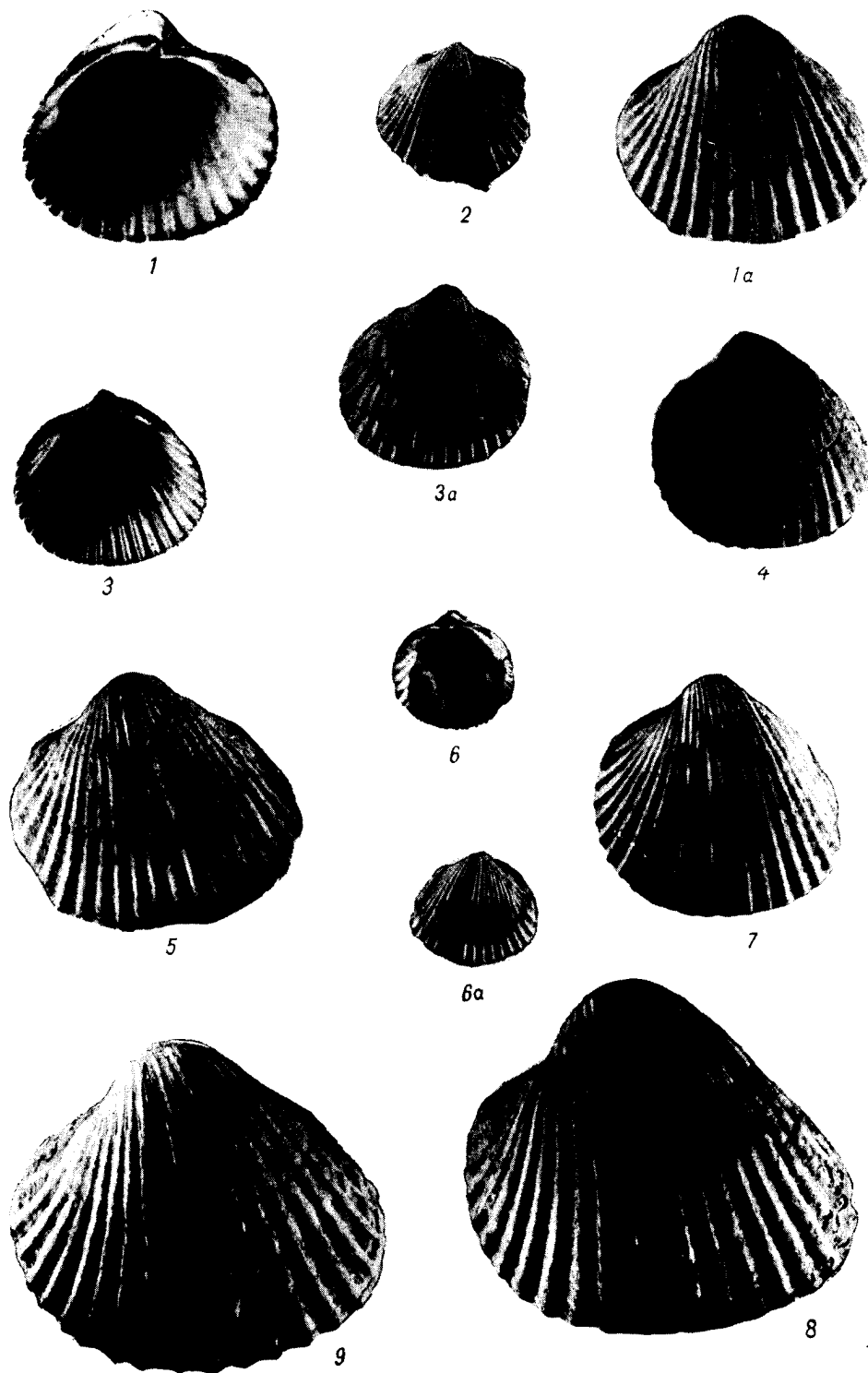
1 — внутренний вид левой створки; 1a — внешний вид той же створки. Голотип № 1—479. Урочище Кара-тамак; 2 — внешний вид обломанной правой створки; 3 — внутренний вид правой створки; 3a — внешний вид той же створки; 4, 5, 7 — внешний вид левых створок; 6 — внутренний вид правой створки; 6a — внешний вид той же створки. 2—7 — собраны в районе мыса Дуан.

Фиг. 8, 9. *Cardium (Cerastoderma) helmerseni* sp. n.

Внешний вид левых створок. Урочище Кара-тамак.

А. П. ИЛЬИНА. НЕКОТОРЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ МОЛЛЮСКИ ЗАПАДНОГО ПРИАРАЛЬЯ

Таблица I



24 Заказ 1893.

ТАБЛИЦА II

Фиг. 1—13. *Corbula helmerseni* Michalowsky.

1, 5, 8, 10 — внутренний вид правых створок; 1а — вид с макушки; 16, 2а, 4, 6, 13 — внутренний вид левых створок; 3, 5а, 7, 11, 12 — внешний вид правых створок; 2, 4а, 6а, 9 — внешний вид левых створок; 1—13 — собраны по Восточному чинку Устюрта, от кол. Кинтыкче до мыса Дуан. Аральский ярус.

Фиг. 14, 14а, 15. *Isocardia kumsuatense* Ilyina sp. n.

14 — голотип № 3/479, внутренний вид левой створки; 14а — внешний вид той же створки; 15 — вид замка; 14—15 — собраны по Восточному чинку Устюрта, от кол. Кинтыкче до мыса Дуан. Аральский ярус.

Фиг. 16, 16а, 17, 17а. *Bithynia aralense* Ilyina sp. n.

16 — голотип № 9/479, 16, 17 — вид со стороны, противоположной устью; 16а, 17а — вид со стороны устья.

Фиг. 18, 19, 20, 21. *Viviparus aralensis* Ilyina sp. n.

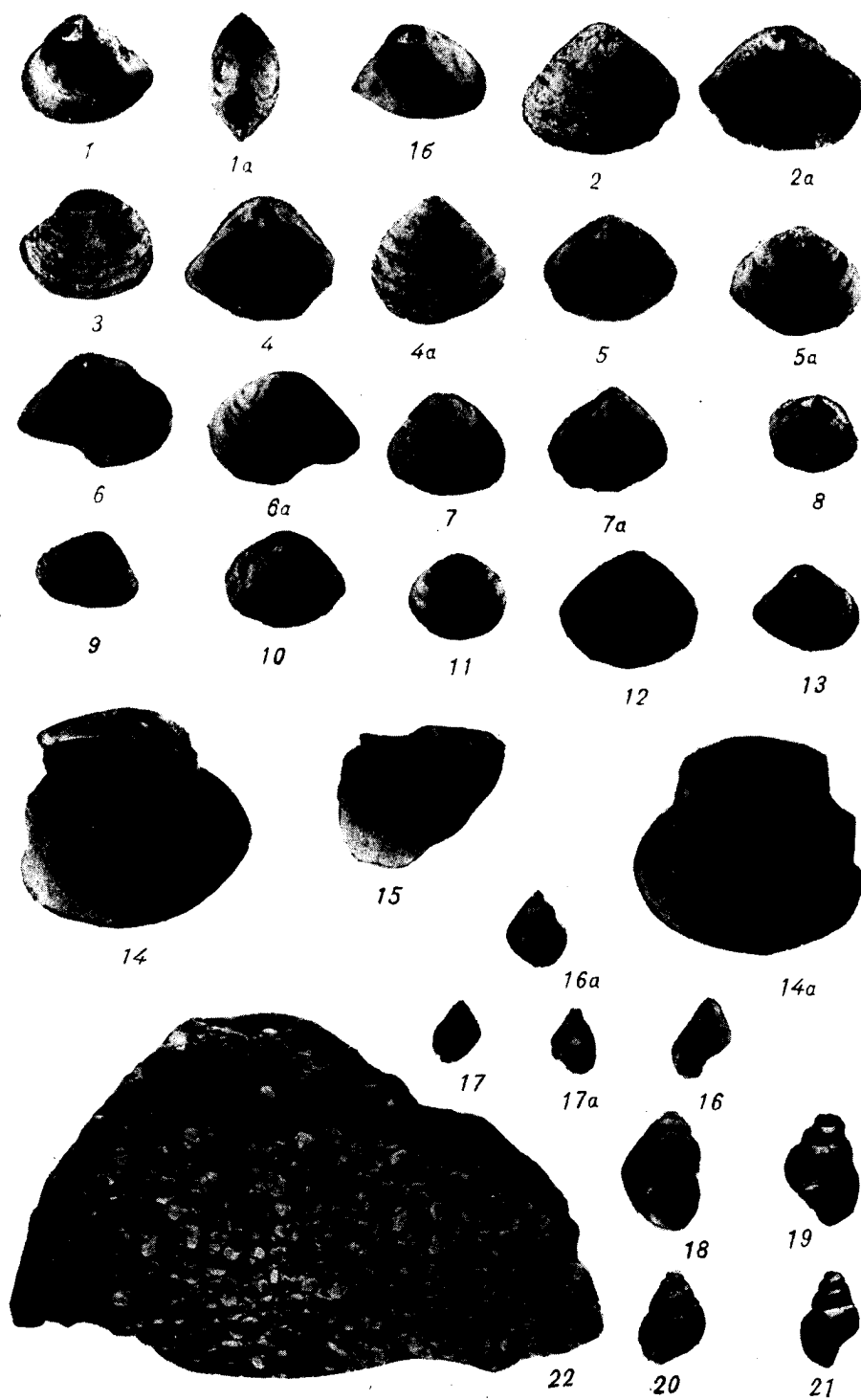
21 — голотип № 4/479, 18, 19 — вид со стороны устья; 20, 21 — вид со стороны, противоположной устью.

Фиг. 22. Образец с *Bithynia* и *Viviparus*.

Экземпляры, изображенные на фиг. 16—22, найдены от кол. Кинтыкче до мыса Дуан, по Восточному чинку Устюрта. Аральский ярус.

**А. П. ИЛЬИНА. НЕКОТОРЫЕ ТРЕТИЧНЫЕ МОЛЛЮСКИ ЗАПАДНОГО ПРИ-
АРАЛЬЯ**

Таблица II



24*

ТАБЛИЦА I

- Фиг. 1а, 1б. *Arca (Barbatia)* sp.
№ 1/6211.
1а — ядро с частью раковины; 1б — скульптура ($\times 5$).
- Фиг. 2, 3. *Thyasira pervulgata* L. K r i s h t o f o v i c h.
№ 2/6211 и 3/6211. Ядра с частью раковины.
- Фиг. 4—8. *Thyasira opuchensis* sp. n.
Голотип № 61/6211, табл. I, фиг. 5. Ядра с частично сохранив-
шейся раковиной.
- Фиг. 9 и 10. *Thyasira cf. clarki* L. K r i s h t o f o v i c h.
№ 78/6211 и 79/6211. Ядро с частично сохранившейся раковиной.
- Фиг. 11. *Mya opuchensis* I l y u n a sp. n.
Голотип № 84/6211, табл. I, фиг. 11. Ядро с частью раковины.
- Фиг. 12. *Nemocardium* sp.
№ 83/6211. Отпечаток части раковины ($\times 2$).
- Фиг. 13. *Cardita* sp.
Обломок ядра.
- Фиг. 14. *Turritella* sp.
№ 88/6211. Ядро ($\times 2$).
- Фиг. 15. *Netica* sp.
№ 87/6211. Ядро.
- Все экземпляры, изображенные на таблице I, происходят из укелатской (олиго-
цен) свиты мыса Опухинского на побережье Берингова моря.

А. П. ИЛЬИНА. МОЛЛЮСКИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Таблица I

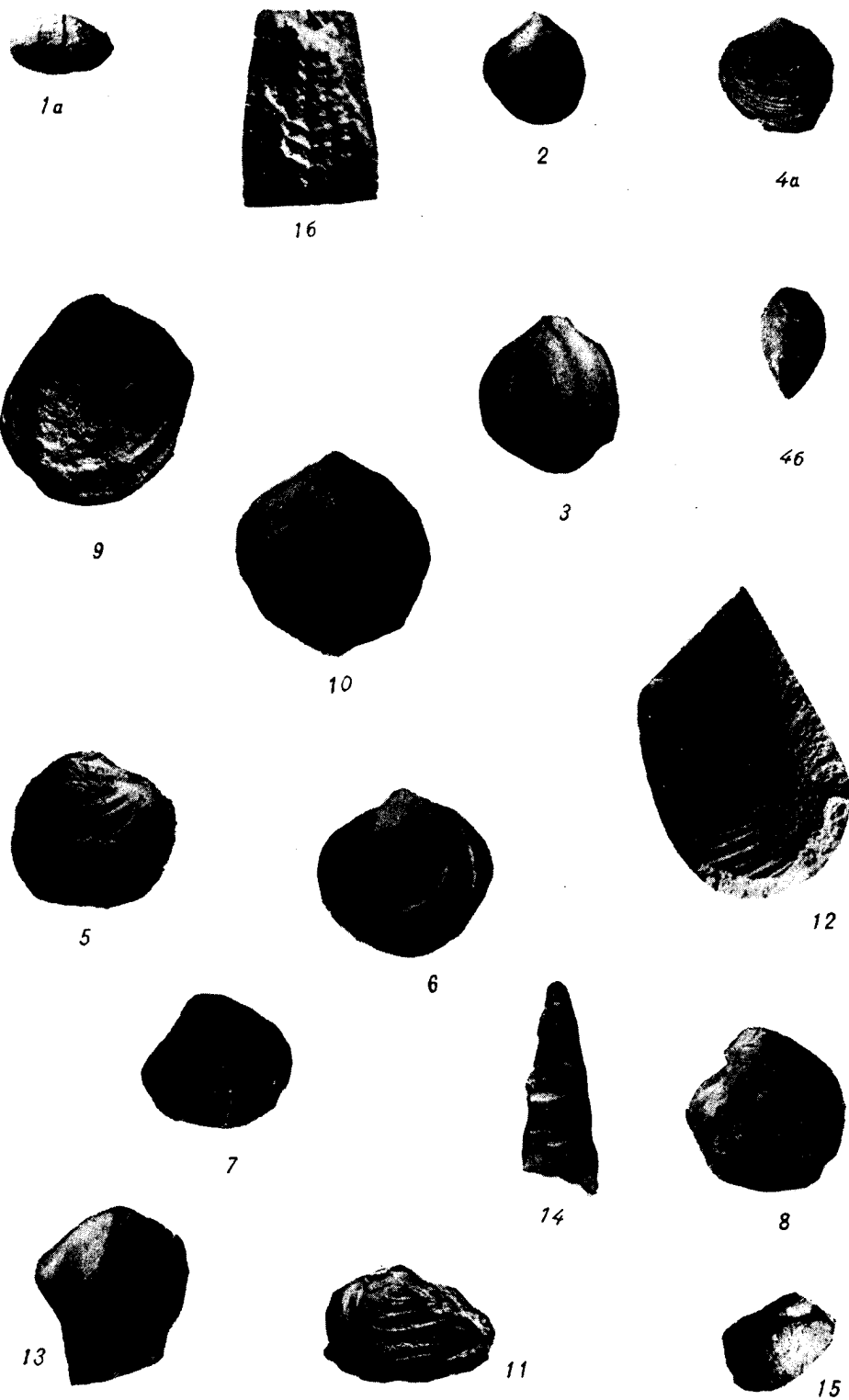


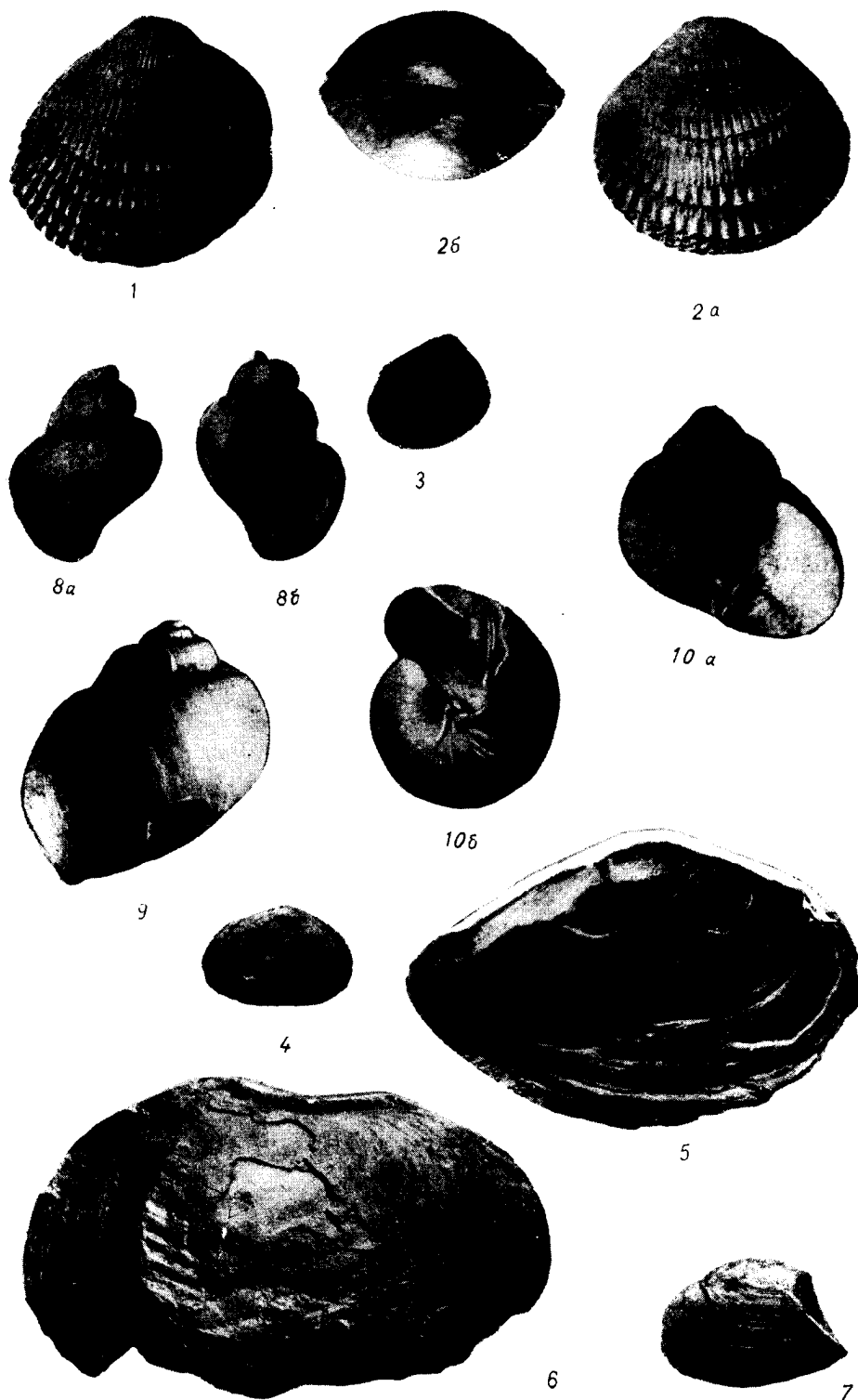
ТАБЛИЦА II*

- Фиг. 1 и 2а, 2б. *Laevicardium* cf. *decoratum* Grewingk.
№ 95/6211.
- Фиг. 3. *Nucula* cf. *psjakauphensis* Khomenko.
№ 89/6211. Створка заключена в породу.
- Фиг. 4. *Mya arukensis* sp. n. Ilyina.
Голотип № 130/6211, табл. II, фиг. 4. Двустворчатый экземпляр, правая створка.
- Фиг. 5. *Mastra* (*Spsula*) *polynuma* Stimpson.
№ 126/6211. Раковина в породе; правая створка.
- Фиг. 6. *Mya* (*Mya*) *arenaria* L. var. *truncata* L.
№ 127/6211. Левая створка.
- Фиг. 7. *Yoldia* sp.
№ 96/6211. Обломок ядра с частично сохранившейся раковиной.
- Фиг. 8а, 8б. *Buccinum* cf. *saundersi* Martin.
№ 131/6211. Ядро.
- Фиг. 9 и 10а, 10б. *Polinices* (*Euspira*) *gallanoi* Dall.
№ 132/6211 и 133/6211. Ядра с частично сохранившейся раковиной.

* Экземпляры, изображенные на таблице II, происходят из комеутиямской свиты, верхний миоцен района р. Алуки.

А. П. ИЛЬИНА. МОЛЛЮСКИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Таблица II



СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
<i>Н. В. Дорофеев и Б. С. Соколов.</i> Профессор Валерий Николаевич Рябинин (к 50-летию научной деятельности)	5
<i>А. А. Савельев.</i> Внутривидовые подразделения и некоторые вопросы видообразования	11
<i>Б. С. Соколов.</i> Пермские кораллы юго-восточной части Омолонского массива (с общим обзором плерофиллоидных ругоз)	38
<i>Н. Я. Спасский.</i> Сопоставление среднедевонских отложений Урала и Алтая по фауне четырехлучевых кораллов	78
<i>Л. В. Криштофович.</i> Обоснование выделения ярусов в третичных отложениях Сахалина	84
<i>В. А. Дедеев и Н. Н. Лапина.</i> Стратиграфия и брахиоподы каменноугольных отложений восточного склона Полярного Урала	142
<i>Е. М. Люткевич и О. В. Лобанова.</i> Пелециподы алыкаевской фауны из нижнепермских отложений северного и восточного Казахстана	167
<i>А. А. Савельев.</i> О некоторых верхнеюрских тригоннидах восточного склона Приполярного Урала	196
<i>Г. Г. Мартинсон и Л. С. Великжанина.</i> Солоноватоводные моллюски из нижнего мела Западно-Сибирской низменности	207
<i>О. И. Шмидт и В. Н. Верещагин.</i> Стратиграфия и фауна морских ежей верхнемеловых отложений Северного Сихотэ-Алиня	226
[Е. В. Ливеровская.] Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений восточного берега Пенжинской губы	231
[Е. В. Ливеровская.] Некоторые данные о фауне верхнего мела Южного Сахалина	262
<i>А. П. Ильина.</i> Нижнеолигоценые моллюски Мангышлака	265
<i>А. П. Ильина.</i> Некоторые третичные моллюски Западного Приаралья	299
<i>А. П. Ильина.</i> Моллюски третичных отложений Корякского хребта	306